



Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Meteorologia

**Avaliação das Simulações Sazonais do Modelo Eta para a
Estação Chuvosa do Norte do Nordeste do Brasil**

Ana Luísa Souza Castanheira da Cruz
Orientadora: D. Sc. Claudine Pereira Dereczynski

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da
Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à
obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Rio de Janeiro, RJ

AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES SAZONAIS DO MODELO ETA PARA A ESTAÇÃO CHUVOSA DO NORTE DO NORDESTE DO BRASIL

Ana Luísa Souza Castanheira da Cruz

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da
Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à
obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Examinada por:

D. Sc. Claudine Pereira Dereczynski

D. Sc. Hugo Abi Karam

Ph D. Chou Sin Chan

Rio de Janeiro, RJ

CRUZ, ANA LUÍSA SOUZA CASTANHEIRA DA

“AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES SAZONAIS DO MODELO ETA PARA A
ESTAÇÃO CHUVOSA DO NORTE DO NORDESTE DO BRASIL.”

Rio de Janeiro, 2017.

XXp. Universidade Federal do Rio de Janeiro

Dissertação para obtenção do título de Meteorologista

À Josiane Bustamante, que me ensinou a acreditar.

(in memoriam)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por todas as portas que se abriram, por todos os caminhos que me foram descortinados, pelas pessoas incríveis que eu encontrei (e que me encontraram), pelos desafios que me foram colocados, pelas orientações e mensagens anônimas no cotidiano e ao longo dos caminhos da vida (e pelas não tão anônimas assim), pelas oportunidades de aprender e crescer um pouco mais todos os dias e por sempre me mostrar a beleza da vida quando eu começo a ver o mundo em tons de cinza.

À minha mãe, Ana Cristina, por ser quem ela é e por se manter fiel a isso.

À Yara Senrise, por ter me aconselhado e guiado por entre os caminhos sinuosos de mim mesma, de maneira a que eu não me perdesse de vez e garantindo sempre a minha volta para casa, independente das circunstâncias.

À Natasha Oliveira de Carvalho, pela amizade indescritível durante todos esses anos. Por ter conseguido entalhar no meu coração, à custa de muito suor e teimosia, um cantinho confortável para chamar de seu.

À minha família, por terem feito de mim um ser humano mais forte, independente e capaz.

À Sin Chan Chou, Claudine Pereira Dereckzynski, Josiane Bustamante e toda a equipe do Projeta por terem me acolhido, orientado e apoiado ao longo dessa jornada.

Ao Departamento de Meteorologia, seus professores e funcionários, por todos esses anos de valioso aprendizado e engrandecimento intelectual e emocional.

Aos meus colegas de curso, por todos os momentos compartilhados, todos os desafios vencidos e experiências acumuladas ao longo da graduação.

*Porque necessitais de paciência, para que,
depois de haverdes feito a vontade de Deus,
possais alcançar a promessa.
(Bíblia Sagrada, Hebreus 10:36)*

RESUMO

AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES SAZONAIS DO MODELO ETA PARA A ESTAÇÃO CHUVOSA DO NORTE DO NORDESTE DO BRASIL

Ana Luísa Souza Castanheira da Cruz

O regime de chuvas da Região Nordeste do Brasil (NEB) é influenciado pela presença de sistemas meteorológicos, tais como: Zona de Convergência Intertropical, Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis, Distúrbios Ondulatórios de Leste, linhas de instabilidade e até mesmo sistemas frontais que alcançam o sul do NEB. Além desses sistemas de escala sinótica outros eventos, como os fenômenos El Niño Oscilação Sul, anomalias de TSM no Atlântico Tropical e a Oscilação de Madden e Julian atuam na área em estudo. O objetivo deste trabalho é avaliar a performance do modelo Eta do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, com resolução horizontal de 40 km e 38 níveis na vertical, para prever a estação chuvosa (fevereiro a maio) do NEB. Esse período é de grande importância socioeconômica, pois compõe a estação chuvosa da região, influenciando diretamente as culturas agrícolas e os níveis dos reservatórios das usinas hidrelétricas locais. Foram gerados alguns experimentos, utilizando distintos esquemas de produção de chuva, além de uma simulação utilizando a Reanálise CFSR como condição inicial e de contorno lateral e a Reanálise do NCEP como contorno inferior. As saídas de tais experimentos são confrontadas com dados observacionais e com a Reanálise CFSR para avaliação dos campos médios de precipitação, da temperatura do ar a 2 metros de altura e dos ventos em 850 hPa e 250 hPa. Os resultados indicam que o modelo respondeu como esperado dado o caráter sazonal das previsões, apresentando melhor desempenho e resultados convergentes em anos onde a forçante inferior esteve forte e bem marcada. Os campos previstos de precipitação e temperatura, foram os que melhor representaram os padrões observados, ao contrário dos campos de vento. No geral, o experimento Rean, foi o mais se aproximou dos padrões observados. Com relação às diferentes configurações empregadas, o experimento BMJ apresentou uma pequena melhora na representação da precipitação do NEB, principalmente sobre o extremo norte.

ABSTRACT

EVALUATION OF SEASONAL SIMULATIONS OF THE ETA MODEL FOR THE RAINY SEASON OF THE NORTHERN REGION OF NORTHEAST OF BRAZIL

Ana Luísa Souza Castanheira da Cruz

The rainfall regime of the Northeast Region of Brazil (NEB) is influenced by the presence of meteorological systems, such as Intertropical Convergence Zone, High-Level Cyclonic Vortices, East Undulating Disorders, instability lines and even frontal systems that reach the South of NEB. In addition, other events such as El Niño Southern Oscillation, SST anomalies in the Tropical Atlantic and Madden and Julian Oscillation, act in the study area. The objective is to evaluate the performance of the Eta model of the National Institute of Space Researchers, with a horizontal resolution of 40 km and 38 levels vertically, to predict the rainy season (February to May) of the NEB. This period is of great socioeconomic importance, since it composes the rainy season of the region, directly influencing the cultures and the levels of the reservoirs of the local hydroelectric power plants. Some experiments were carried out using different rainfall schemes, in addition to using the Reanalysis as initial and lateral contour. The evaluation is presented as the comparison between the resulting simulations and observational and CFSR data for average precipitation fields, 2-meter temperature and winds in 850 hPa and 250 hPa. The results indicate that the model responded as expected given the seasonal nature of the forecasts, presenting better performance and convergent results in years where the lower forcing was strong and defined. The predicted fields of precipitation and temperature were the ones that best represented the observed patterns, unlike wind fields. Overall, the Rean experiment was the closest to observed patterns. Regarding the different configurations employed, the BMJ experiment presented a small improvement in the NEB precipitation representation, mainly on the northern end.

ÍNDICE TEMÁTICO

| | |
|--|--------------------------------------|
| AGRADECIMENTOS | vi |
| RESUMO | viii |
| ABSTRACT | ix |
| ÍNDICE TEMÁTICO | x |
| ÍNDICE DE FIGURAS | xi |
| ÍNDICE DE TABELAS | xiv |
| ÍNDICE DE SIGLAS | xv |
| CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. OBJETIVO | 4 |
| CAPÍTULO 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... | 5 |
| 2.1. CLIMATOLOGIA DO NEB | 5 |
| 2.2. PREVISÕES SAZONAIS | 12 |
| 2.3. PREVISÃO SAZONAL UTILIZANDO MODELOS REGIONAIS | 14 |
| CAPÍTULO 3. DADOS E METODOLOGIA | 16 |
| 3.1. O MODELO ETA..... | 16 |
| 3.2. DADOS OBSERVADOS E REANÁLISE | 19 |
| 3.3. METODOLOGIA | Erro! Indicador não definido. |
| 3.4. PADRÕES DE ANOMALIA DA TSM | 23 |
| CAPÍTULO 4. RESULTADOS | 26 |
| 4.1. PRECIPITAÇÃO..... | 26 |
| 4.2. TEMPERATURA A 2 METROS DE ALTURA | 33 |
| 4.3. VENTO EM 850 HPA | 39 |
| 4.4. VENTO EM 250 HPA | 46 |
| CAPÍTULO 5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS | 52 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 56 |

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa da Região Nordeste do Brasil, com a localização das sub-regiões: 1) Meio-Norte, 2) Sertão, 3) Agreste e 4) Zona da Mata. Fonte: Adaptado de https://pt.wikipedia.org/wiki/Regi%C3%A3o_Nordeste_do_Brasil.

Figura 1.2 - Climatologia da precipitação (mm/dia) no período 1981-2010 para: (a) verão – DJF, (b) outono – MAM, (c) inverno – JJA e (d) primavera – SON. Elaborada a partir dos dados do Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Fonte: Adler et al. (2003).

Figura 2.1.1 - Relevo do NEB. Fonte: Adas (2011).

Figura 2.1.2 - Distribuição espacial do mês em que a precipitação média atinge o máximo anual. Dados referentes ao período de 1931-1960. Fonte: Kousky (1979).

Figura 2.1.3 – Climatologia da pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) e vento (m.s-1) a 10 m de altura, valores médios no período 1981-2010 obtidos com dados da Reanálise CFSR para: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.

Figura 2.1.4 - Representação esquemática da influência do dipolo de ATSM do Atlântico, das intensidades e posições do ASAS (ou AAS) e do ASAN (ou AAN) e dos ventos alísios de sudeste e de nordeste sobre a localização da ZCIT. Adaptado de Nobre e Molion, 1988.

Figura 4.1.1 - Médias dos acumulados de precipitação no período FMAM de 2001-2010 (mm/mês) para a observação e cada um dos experimentos.

Figura 4.1.2 – Diferença da precipitação média no período estudado (FMAM de 2001 a 2010) entre cada um dos experimentos e a observação.

Figura 4.1.3 – Primeira coluna: precipitação média (mm/mês) para cada um dos meses (FMAM) do período de 2001-2010 para a Observação. Demais colunas: diferença da precipitação média de cada mês (FMAM) entre cada um dos experimentos e a Observação.

Figura 4.1.4 – Anomalia padronizada da precipitação total média da estação (FMAM) para cada ano (sombreado, adimensional). Nas linhas apresentam-se os anos de 2001 a 2010 e nas colunas estão: Observação, Ctrl, Ferr, BMJ e Rean.

Figura 4.2.1 - Temperaturas médias no período FMAM de 2001-2010 (mm/mês) para a observação e cada um dos experimentos

Figura 4.2.2 – Diferença da temperatura média no período estudado (FMAM de 2001 a 2010) entre cada um dos experimentos e a observação.

Figura 4.2.3 – Primeira coluna: temperatura média (°C) para cada um dos meses (FMAM) no período de 2001-2010 para a Observação. Demais colunas: diferença da temperatura média de cada mês (FMAM) entre cada um dos experimentos e a Observação.

Figura 4.2.4 - Anomalia padronizada da temperatura média da estação (FMAM) para cada ano (sombreado, adimensional). Nas linhas apresentam-se os anos de 2001 a 2010 e nas colunas estão: Observação, Ctrl, Ferr, BMJ e Rean.

Figura 4.3.1 - Vento médio em 850 hPa para o período estudado (fev-mai de 2001-2010). Intensidade em sombreado (m/s) e linhas de corrente.

Figura 4.3.2 – Diferença entre a intensidade média do vento em 850 hPa observada e cada um dos experimentos para o período estudado (FMAM de 2001-2010).

Figura 4.3.3 - Primeira coluna: vento médio em 850 hPa (m/s) para cada um dos meses (FMAM) no período de 2001-2010 para a Observação (circulação em linhas de corrente e intensidade em sombreado). Demais colunas, em linhas de corrente: circulação média do vento em 850 hPa de cada um dos experimentos (Ctrl, Ferr, BMJ e Rean respectivamente) para cada um dos meses (FMAM) no período de 2001-2010; em sombreado: diferença da intensidade média do vento em 850 hPa de cada mês (FMAM) no período de 2001-2010 entre cada um dos experimentos e a Observação.

Figura 4.3.4 - Anomalia padronizada do vento médio em 850 hPa da estação (FMAM) para cada ano (adimensional). Nas linhas apresentam-se os anos de 2001 a 2010 e nas colunas estão: Observação, Ctrl, Ferr, BMJ e Rean.

Figura 4.4.1 - Vento médio em 250 hPa para o período estudado (fev-mai de 2001-2010). Intensidade em sombreado (m/s) e linhas de corrente.

Figura 4.4.2 – Diferença entre a intensidade média do vento em 250 hPa observada e cada um dos experimentos para o período estudado (FMAM de 2001-2010).

Figura 4.4.3 - Primeira coluna: vento médio em 250 hPa (m/s) para cada um dos meses (FMAM) no período de 2001-2010 para a Observação (circulação em linhas de corrente e intensidade em sobreado). Demais colunas, em linhas de corrente: circulação média do vento em 250 hPa de cada um dos experimentos (Ctrl, Ferr, BMJ e Rean respectivamente) para cada um dos meses (FMAM) no período de 2001-2010; em sombreado: diferença da intensidade média do vento em 250 hPa de cada mês (FMAM) no período de 2001-2010 entre cada um dos experimentos e a Observação.

Figura 4.4.4 - Anomalia padronizada do vento médio em 250 hPa da estação (FMAM) para cada ano (adimensional). Nas linhas apresentam-se os anos de 2001 a 2010 e nas colunas estão: Observação, Ctrl, Ferr, BMJ e Rean.

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 – Resumo das principais características de cada um dos experimentos realizados para este trabalho.

Tabela 3.4.1 – Anomalia de TSM na região do Niño 3.4 (K). Fonte: Dados NCEP

Tabela 3.4.2 – Diferença entre a ATSM dos setores norte e sul do Atlântico Tropical (K). Fonte: Dados NCEP

Tabela 3.4.3 – Resumo das condições de TSM sobre o Pacífico e o Atlântico para o período de interesse (Jan-Mai)

ÍNDICE DE SIGLAS

| | |
|------------------------|---|
| AB | Alta da Bolívia |
| AS | América do Sul |
| ASAN | Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte |
| ASAS | Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul |
| ASPS | Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul |
| ATN | Atlântico Tropical Norte |
| ATS | Atlântico Tropical Sul |
| ATSM | Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar |
| CATT- BRAMS | Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian Regional Atmospheric Modelling System |
| Cb | Cumulunimbus |
| CFS | Climate Forecast System |
| CFSR | Climate Forecast System Reanalysis |
| CFSv1 | Climate Forecast System Version 1 |
| CGMA | Modelo de Circulação Global da Atmosfera |
| CPTEC | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos |
| DOL | Distúrbios Ondulatórios de Leste |
| ECMWF | European Centre for Medium-Range Weather Forecasts |
| ENOS | El Niño – Oscilação Sul |
| FMAM | Período que compreende os meses de fevereiro, março abril e maio |

| | |
|--------------|---|
| HN | Hemisfério Norte |
| HS | Hemisfério Sul |
| IBGE | Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística |
| IDH | Índice de Desenvolvimento Humano |
| INMET | Instituto Nacional de Meteorologia |
| INPE | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais |
| JMA | Japan Meteorological Agency |
| LI | Linha de Instabilidade |
| MCT | Ministério da Ciência e Tecnologia |
| MM5 | Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model |
| NAO | Oscilação do Atlântico Norte (North Atlantic Oscillation) |
| NASA | National Aeronautics and Space Administration |
| NCAR | National Centers for Environmental Prediction |
| NCEP | National Center for Atmospheric Research |
| NEB | Nordeste do Brasil |
| NOAA | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| OMM | Organização Meteorológica Mundial |
| PIB | Produto Interno Bruto |
| PNA | Pacífico América do Norte (Pacific North American) |
| PNMM | Pressão ao Nível Médio do Mar |
| PNT | Previsão Numérica de Tempo |

| | |
|-------------|---------------------------------------|
| SF | Sistemas Frontais |
| TSM | Temperatura da Superfície do Mar |
| UHE | Usina Hidroelétrica |
| VCAN | Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis |
| ZCAS | Zona de Convergência do Atlântico Sul |
| ZCIT | Zona de Convergência Intertropical |

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

A Região Nordeste do Brasil (NEB), localizada entre os paralelos 1°S e 18°30'S e os meridianos 34°20'O e 48°30'O, compreende cerca de 18% do território brasileiro, englobando os estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. De acordo com o último censo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 2010, o NEB abriga cerca de 28% da população do país, ou seja, mais de 53 milhões de habitantes, sendo que pelo menos 40% da população nordestina se encontra na sub-região da Zona da Mata, por ser a parte mais desenvolvida economicamente do NEB. É nela que estão as principais cidades, além das empresas dos setores primários, secundários e terciários que impulsionam a economia. Assim, a disparidade populacional na Região é enorme, enquanto existem áreas densamente povoadas, como a Zona da Mata e Agreste, em outras a densidade demográfica é muito baixa, como no Sertão e no Meio-Norte.

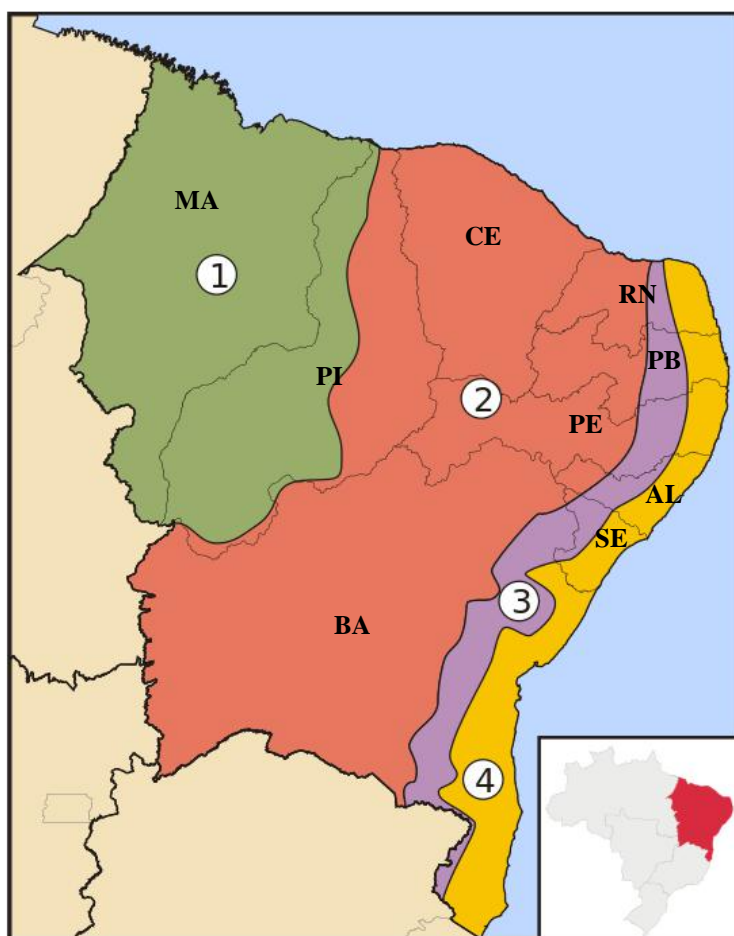


Figura 1.1 - Mapa da Região Nordeste do Brasil, com a localização das sub-regiões: 1) Meio-Norte, 2) Sertão, 3) Agreste e 4) Zona da Mata. Fonte: Adaptado de https://pt.wikipedia.org/wiki/Regi%C3%A3o_Nordeste_do_Brasil.

Apesar de localizar-se numa faixa latitudinal onde, em ambos os hemisférios, verificam-se altos índices pluviométricos médios anuais, a maior parte do NEB apresenta totais pluviométricos relativamente baixos (Figura 1.2). Durante o inverno (Figura 1.2.c) no interior da região e durante a primavera (Figura 1.2.d) no norte da região, a precipitação chega a atingir valores médios inferiores a 1 mm/dia. Por outro lado, em áreas próximas, como por exemplo na Região Amazônica, a precipitação média é superior a 10 mm/dia na maior parte do ano.

O baixo desenvolvimento econômico das regiões mais afetadas pela seca impacta não só os estados do Nordeste, mas também indiretamente a economia do Brasil como um todo. De certa forma, o fluxo de pessoas das regiões menos desenvolvidas para os centros urbanos contribui para uma sobrecarga nas estruturas de serviços desses centros, criando muitas vezes sérias dificuldades nas áreas sociais, principalmente quanto aos serviços de saúde, educação e moradia (Villa, 2000).

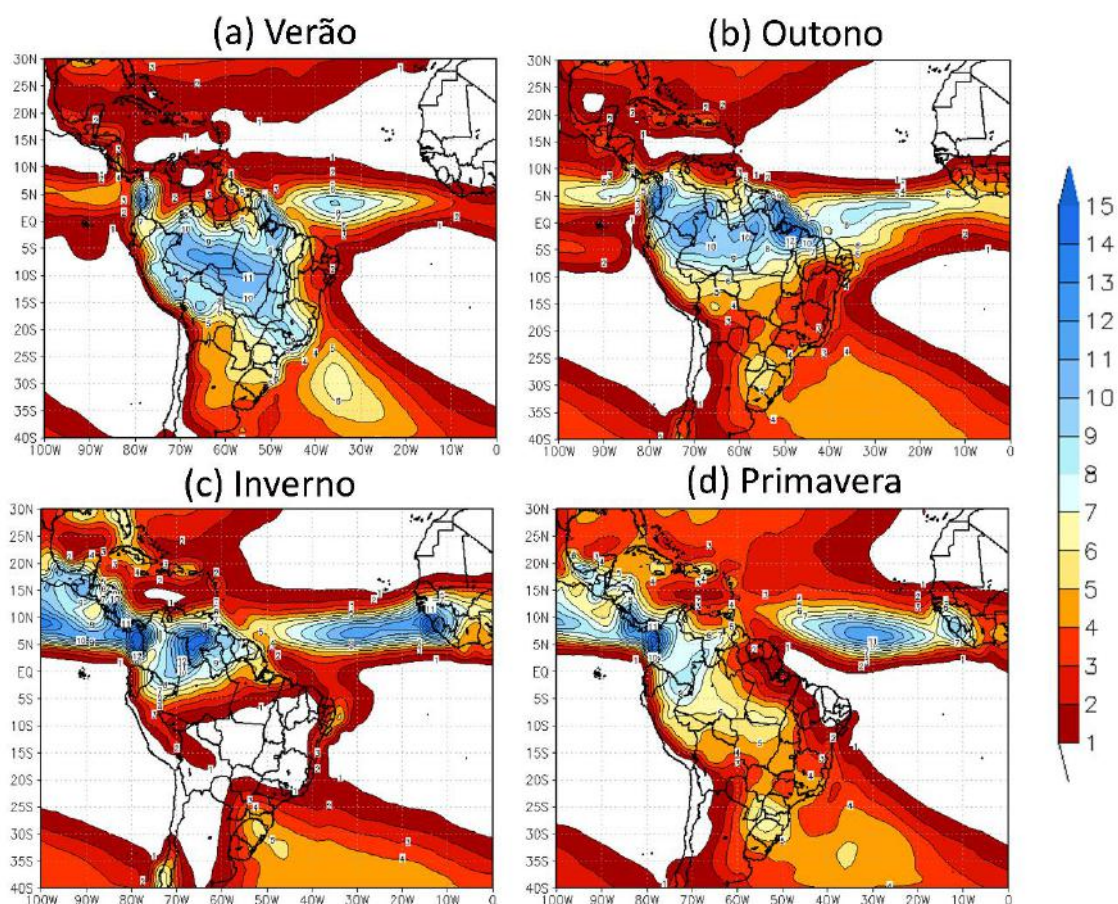


Figura 1.2 - Climatologia da precipitação (mm/dia) no período 1981-2010 para: (a) verão – DJF, (b) outono – MAM, (c) inverno – JJA e (d) primavera – SON. Elaborada a partir dos dados do Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Fonte: Adler et al. (2003).

No Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT) previsões numéricas climáticas sazonais são geradas com modelos globais e com modelo regional Eta, cobrindo todo domínio da América do Sul (AS) para produzir previsões de anomalias de precipitação sazonal para todo o país.

Apesar de muito sofisticados, os modelos numéricos não são capazes de fazer previsões de tempo perfeitas, ou mesmo medianas com semanas de antecedência. Essa limitação é imposta pelo fato da atmosfera ser um sistema caótico. Desde o clássico estudo de Lorenz (1963) é sabido que pequenas modificações nas condições iniciais do estado atmosférico levam a condições finais totalmente diversas no intervalo de 2 semanas, sendo este o limite teórico da previsibilidade determinística na atmosfera. Na prática dos modelos de previsão numérica de tempo (PNT), a média é de aproximadamente 7-9 dias nas latitudes altas e médias e de 5-7 dias nos trópicos. Contudo, o objetivo em uma previsão climática sazonal, diferente da previsão de tempo a médio prazo (até dez dias) e da previsão estendida (entre dez dias e um mês), não é prever quando ocorrerá a transição de um determinado regime de tempo para outro, mas sim prever as propriedades estatísticas de algum estado climático futuro, como um mês ou uma estação. Ou seja, na previsão climática sazonal não existe a preocupação com os detalhamentos que são fornecidos numa previsão de tempo e com a ordem cronológica de ocorrência dos eventos sinóticos diários.

De acordo com Palmer e Anderson (1994), a expectativa de existência de previsibilidade na escala de tempo sazonal reside no fato de que as condições de contorno inferior (e.g., temperatura da superfície do mar, armazenamento de água no solo, etc.), que evoluem numa escala de tempo mais lenta do que os sistemas atmosféricos responsáveis pelas flutuações do tempo, possam conferir significativa previsibilidade à evolução do estado médio da atmosfera. Dessa forma, na região tropical, como a circulação é determinada pelas células de Hadley e Walker, cujas flutuações são afetadas pelas condições de contorno, a previsibilidade é potencialmente superior ao restante do globo (Palmer e Anderson, 1994; Shukla, 1998). Nos extratropicos os efeitos das condições de contorno em determinar a evolução do estado médio da atmosfera competem com a variabilidade caótica interna associada às instabilidades e interações não lineares do escoamento atmosférico (Brankovic et al., 1994).

No Brasil, devido às características dos sistemas meteorológicos atuantes e que regem os padrões climáticos, a região com maior previsibilidade climática sazonal é o

NEB, em especial a região do extremo norte, sendo também uma das regiões que mais pode se beneficiar de um planejamento e gestão ambiental, principalmente no que se refere aos recursos hídricos, a médio e longo prazo.

1.1. OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é avaliar a capacidade do modelo regional Eta do CPTEC/INPE (Chou *et al.*, 2005) com resolução horizontal de 40 km e 38 níveis na vertical, para prever o clima no NEB durante os meses de fevereiro a maio. Esse período tem grande peso, do ponto de vista socioeconômico para o NEB, pois constitui a estação chuvosa da parte norte e o início da estação chuvosa da parte litorânea da região, influenciando diretamente nas culturas agrícolas e nos níveis dos reservatórios das usinas hidrelétricas e de abastecimento locais. Além disso, o NEB é a região onde se espera maior previsibilidade sazonal, devido à característica dos sistemas que atuam durante seu regime chuvoso.

Este trabalho possui a seguinte estrutura: no capítulo 2 é apresentada uma breve revisão bibliográfica com relação a climatologia da região de interesse e uma discussão sobre as previsões sazonais. No capítulo 3 são descritos os métodos utilizados, bem como o modelo numérico e os dados observacionais. Os resultados são apresentados no capítulo 4 e por fim, o capítulo 5 expõe a conclusão.

CAPÍTULO 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo está dividido em duas seções: na primeira são abordadas as questões acerca da climatologia do NEB, seus sistemas e comportamentos; já na segunda, os temas relacionados à previsibilidade dos modelos de previsão numérica sazonal são discutidos.

2.1. CLIMATOLOGIA DO NEB

Situada no extremo nordeste da AS e ao lado da maior floresta tropical do mundo, a Região Nordeste do Brasil é uma das cinco macrorregiões brasileiras definidas pelo IBGE, em 1969. Ela possui a segunda maior população, o terceiro maior território, o menor Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) e o terceiro maior Produto Interno Bruto (PIB). O NEB é uma região de importante valor histórico, situando o início da colonização portuguesa no Brasil, sede da primeira capital e o maior centro econômico do país até o século XVIII. Atualmente, é um dos destinos turísticos mais procurados do Brasil devido à cultura rica e às belezas naturais. A região também sofre com sérios problemas sociais ligados, dentre outros fatores, à má gestão dos recursos hídricos. É uma região marcada por contrastes em todos os sentidos: social, econômico, político, geológico e climático.

Apesar da localização geográfica, o NEB está longe de apresentar um regime de precipitação típico das regiões equatoriais. Dentre os fatores que modulam o clima na região, ressalta-se o relevo (Figura 2.1.1). Ele é composto por planícies em todo o litoral, em maior parte no Maranhão, enquanto que no interior encontram-se planaltos, chapadas e serras, destacando-se o Planalto da Borborema, o vale do rio São Francisco (confinado entre a Chapada Diamantina e o Espigão Mestre) e a Chapada do Araripe. Diferentemente do comportamento típico equatorial úmido, no NEB ocorrem 3 tipos distintos de regime climático: clima litorâneo úmido em toda a faixa litorânea, tropical no extremo norte e tropical semiárido no sertão nordestino. Kousky (1979), esquematiza a distribuição das áreas com o mês de maior precipitação (Figura 2.1.2), atestando que a parte norte apresenta máximos de precipitação no mês de março, o litoral no mês de maio e a parte central no mês de dezembro. Essa variação espacial da precipitação ao longo do ano está relacionada com os diferentes sistemas meteorológicos que atuam sobre o NEB.

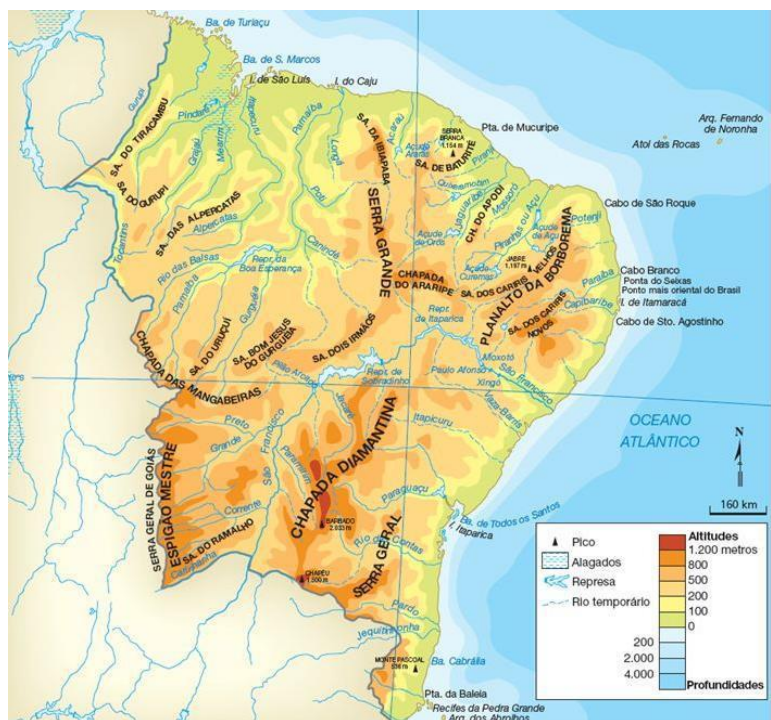


Figura 2.1.1 - Relevo do NEB. Fonte: Adas (2011).

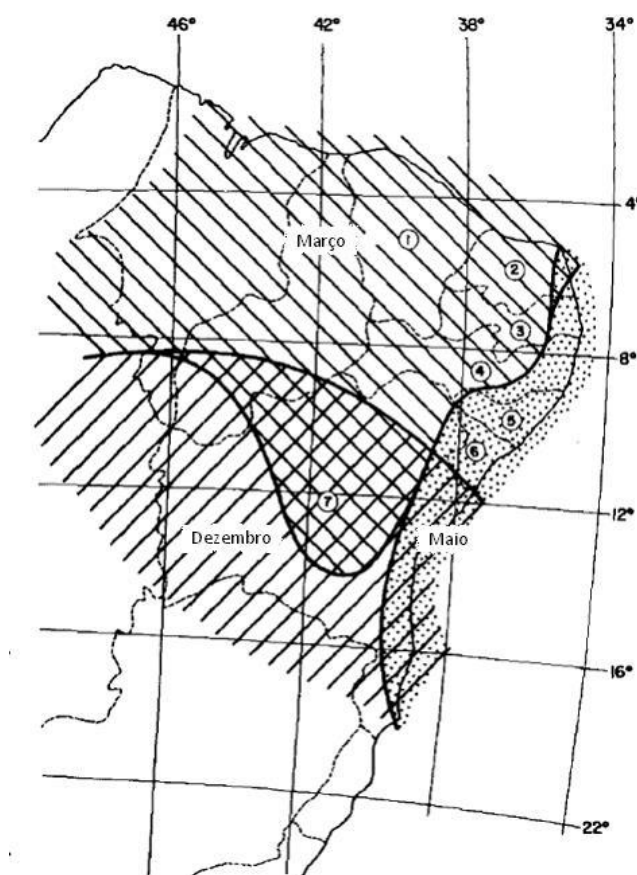


Figura 2.1.2 - Distribuição geográfica do mês no qual ocorre o máximo total médio mensal da precipitação. Traduzido de Kousky (1979).

O clima na parte norte do NEB é influenciado principalmente pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Figura 2.1.3), que é a região de baixa pressão à superfície localizada em torno do equador, e que apresenta, numa estreita faixa, máximos de nebulosidade e precipitação, para onde convergem os ventos alísios de nordeste do Hemisfério Norte (HN) e de sudeste do Hemisfério Sul (HS). Esse sistema migra durante o ano entre os hemisférios Norte e Sul. Sobre o Oceano Atlântico, a ZCIT atinge sua posição mais setentrional (cerca de 14°N) durante os meses de agosto-setembro e sua posição mais austral (cerca de 2°S) durante os meses de março-abril (Nobre e Molion, 1988). Embora o curso anual da ZCIT seja notório, sua posição é bastante variável em escalas de tempo mensal e interanual, o que contribui para a grande variabilidade espacial e temporal da precipitação no norte da Região Nordeste do Brasil (Uvo, 1999), dificultando sua previsibilidade.

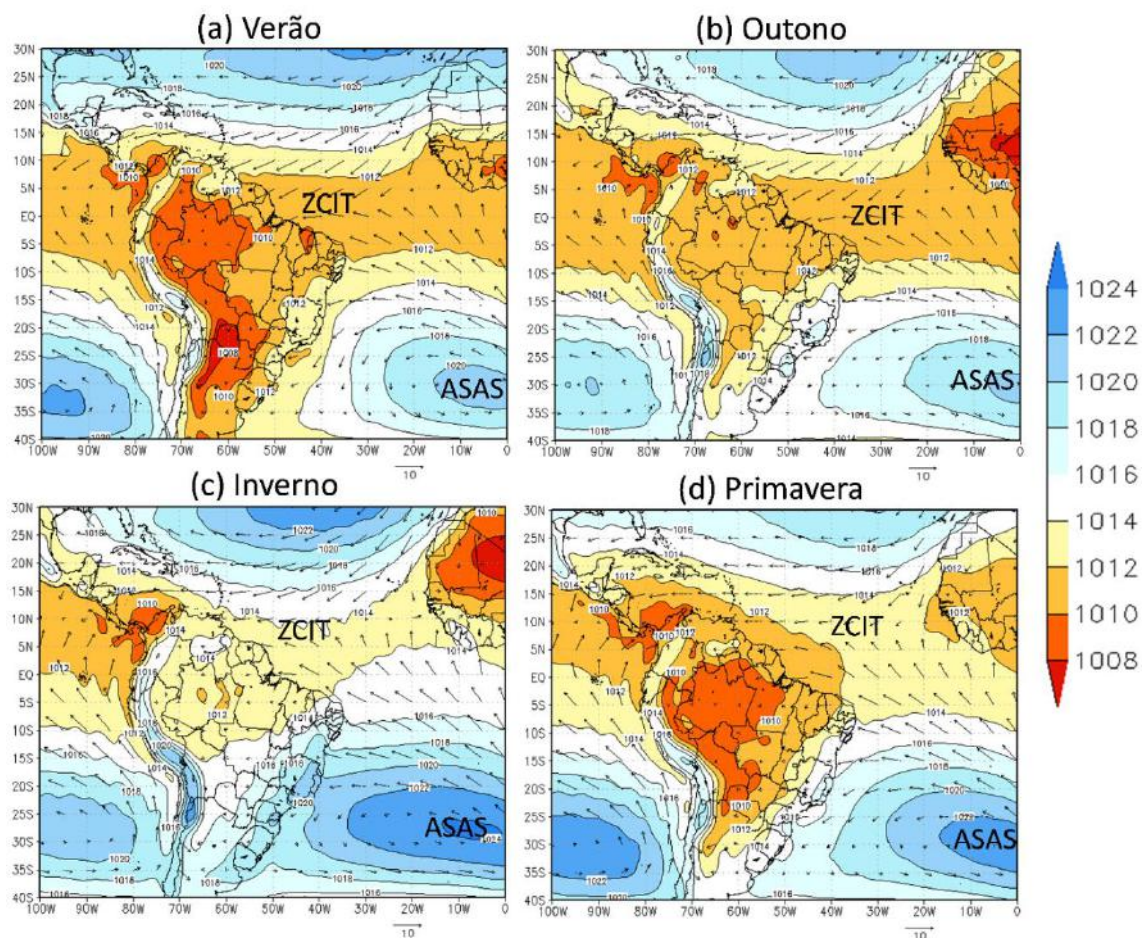


Figura 2.1.3 - Climatologia da pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) e vento (m.s-1) a 10 m de altura, valores médios no período 1981-2010 obtidos com dados da Reanálise CFSR para: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.

Namias (1972b), sugeriu que as variações nos ventos alísios podem causar alterações na intensidade e no posicionamento da ZCIT. Dessa forma, os Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e os Anticiclones Subtropicais do Atlântico Norte (ASAN) também atuam na variabilidade da precipitação sobre o NEB. No final do verão do HS o ASAS começa a se intensificar, avançando de leste para oeste na direção do interior do país, alcançando seu máximo em julho e declinando até janeiro. O ASAN é mais intenso em julho, enfraquece progressivamente até novembro, volta a se intensificar até fevereiro, decresce até abril e volta a intensificar-se até julho.

A relação entre o comportamento da TSM sobre o Atlântico tropical e a precipitação sobre o NEB são estudados desde a década de 1970. Hastenrath e Heller (1977), encontraram anomalias negativas de TSM sobre o Atlântico tropical em anos de estiagem sobre o NEB e o contrário em anos de chuva acima da média. Moura e Shukla (1981), propuseram um mecanismo dinâmico para explicar essa interação em épocas de estiagem, onde uma fonte de calor sobre o Atlântico ao norte do equador e um sumidouro ao sul induzem uma circulação termicamente forçada, provocando movimentos ascendentes sobre o Atlântico Tropical Norte (ATN) e descendentes sobre o sul, inclusive o NEB, inibindo a convecção. Esse fenômeno foi denominado como “modo dipolo” por Servain (1991), sendo convencionado que o modo positivo seria correspondente a anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico tropical norte e negativas sobre o sul, enquanto que o modo negativo seria o oposto. A Figura 2.1.4 apresenta de forma esquemática o efeito da TSM sobre o Atlântico tropical no posicionamento da ZCIT.

A variabilidade interanual da precipitação no NEB é modulada principalmente pelos padrões de teleconexão, associados às variações da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), sobre a região equatorial dos oceanos Pacífico e Atlântico. Aquecimentos ou resfriamentos anômalos nessas regiões atuam direta ou indiretamente nos sistemas que atuam sobre o NEB, principalmente no comportamento da ZCIT.

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um padrão de oscilação acoplada (oceano-atmosfera), caracterizado pelo aquecimento (El Niño) ou resfriamento (La Niña) anômalo da superfície do mar sobre a região do Pacífico equatorial central e leste. Sua componente atmosférica é composta por uma onda quase-estacionária no campo de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM), cujos centros de atuação encontram-se no sobre a Indonésia e o Pacífico Sudeste hemisfério sul, por isso o nome “Oscilação Sul”. Essa oscilação causa alterações nos campos de TSM, PNMM, vento e convecção tropical

sobre o Pacífico, bem como pode afetar outras partes do globo através de trens de onda de Rossby ou através de anomalias na circulação da célula de Walker. Walker (1928), foi um dos primeiros autores a documentar a relação entre o padrão de precipitação sobre o NEB e as variações de TSM sobre o Pacífico equatorial. A influência do ENOS através da célula de Walker ocorre principalmente sobre o norte do NEB quando, em anos de El Niño, o ramo descendente da célula de Walker se encontra sobre o NEB, inibindo a convecção (Zhou e Lau, 2001). A teleconexão também pode se dar através de latitudes médias e altas no HN, envolvendo padrões oscilatórios do Pacífico/América do Norte (PNA – Pacific North America) e do Atlântico Norte (NAO – North Atlantic Oscillation), através de uma interação mais complexa em escala decenal (Kayano e Andreolli, 2004), que afeta os ventos alísios de nordeste, e por consequência, a ZCIT. Alguns autores ainda argumentam que a relação entre a precipitação do NEB e o ENOS pode ser indireta, através do Atlântico tropical (Hastenrath e Heller, 1977; Covey e Hastenrath, 1978), visto que o ENOS é um dos fatores que influenciam na variabilidade climática dessa região (Saravanan e Chang, 2000). A Figura 2.1.4 apresenta de maneira resumida os efeitos do ENOS em escala global entre os meses de dezembro e fevereiro. Sobre o norte do NEB, em anos de El Niño, a tendência é de que ocorra uma diminuição na precipitação, enquanto que em anos de La Niña, espera-se anomalias positivas de precipitação.

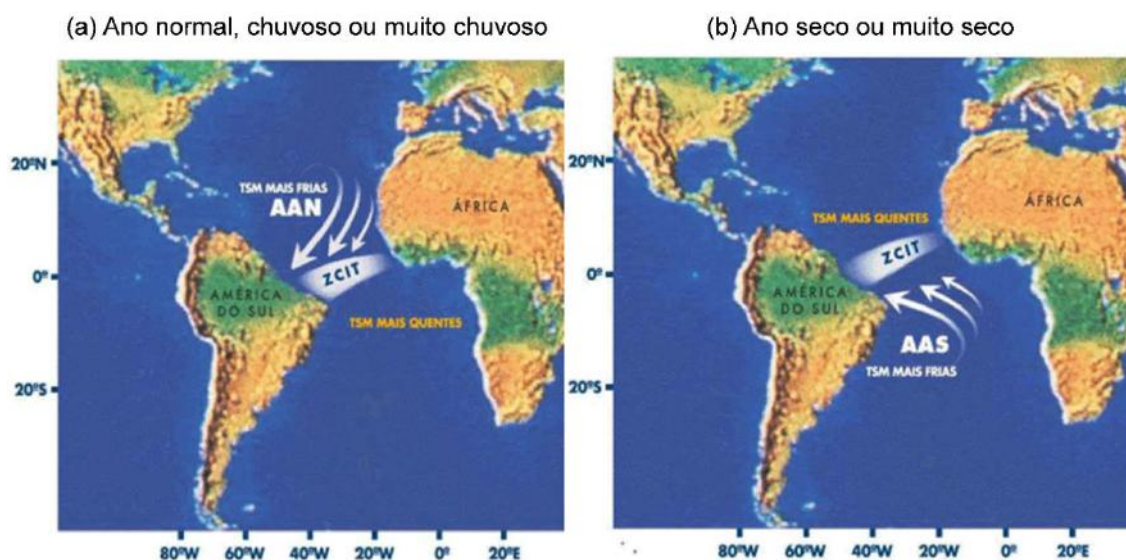


Figura 2.1.4 - Representação esquemática da influência do dipolo de ATSM do Atlântico, das intensidades e posições do ASAS (ou AAS) e do ASAN (ou AAN) e dos ventos alísios de sudeste e de nordeste sobre a localização da ZCIT. Fonte: Adaptado de Nobre e Molion, 1988.

Andreoli e Kayano (2006, 2007), salientam que em anos com ENOS neutro, as ATSMs sobre o Atlântico Tropical Sul (ATS) são predominantes na caracterização do padrão de anomalia de precipitação sobre o NEB, especialmente entre os meses de março e maio, enquanto que em anos de ausência de ATSM significativa sobre o Atlântico tropical, as anomalias de precipitação sobre o NEB são afetadas por anomalias na circulação da célula de Walker, principalmente entre os meses de dezembro e fevereiro. As autoras também mostraram que, em anos de sinais opostos entre o ENOS e o ATS (El Niño e Dipolo Negativo; La Niña e Dipolo Positivo), as anomalias de precipitação sobre o NEB são menos intensas, ou seja, os sinais atuam de maneira destrutiva. De maneira análoga, porém considerando o modo dipolo (gradiente de ATSM entre o ATS e o ATN), em anos de mesmo sinal (El Niño e Dipolo Positivo; La Niña e Dipolo Negativo) as anomalias de precipitação sobre o NEB se intensificam, com os sinais atuando de maneira construtiva. As autoras ainda estudaram os casos de extremo de precipitação sobre o NEB, estratificando de acordo com as fases do ENOS, e concluíram que a variabilidade interanual da precipitação está mais relacionada com a variabilidade da TSM sobre o Atlântico tropical do que com a do Pacífico equatorial leste.

Atualmente, a interpretação mais aceita é a de que a variabilidade da TSM sobre o Atlântico tropical seja predominante à do Pacífico equatorial com relação à precipitação sobre o NEB, ainda que esses sinais possam interagir de maneira construtiva ou destrutiva.

Outros sistemas meteorológicos como os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e as Linhas de Instabilidade (LI) também afetam o norte do NEB, porém esses costumam ter um impacto mais relevante sobre a ocorrência de precipitação durante o inverno.

Os DOL são extensivamente estudados na região do Sahel, na África, onde são de grande valia na modulação da precipitação. No Brasil, Neiva (1975), pôde identificar a presença de oscilações com periodicidade de 4 a 6 dias, tanto no nível de 700 hPa como em 500 hPa, propagando-se de leste com comprimento de onda de cerca de 6000 km e velocidade de fase de 1200 km/dia sobre o Atlântico Equatorial Sul e litoral norte e nordeste do Brasil. Yamazaki (1975), evidenciou a presença das ondas de leste no Oceano Atlântico Tropical propagando-se nos meses de junho-julho-agosto em direção ao litoral do NEB. Yamazaki e Rao (1977), observaram a existência de linhas de nebulosidade em outros invernos, sugerindo que o tempo na costa leste do NEB seria modulado pelos distúrbios de leste. Segundo Chou (1990), os parâmetros básicos dos DOLs que atingem

a AS se ajustam bem à solução de ondas equatorial do tipo Rossby-gravidade. Barbosa et al. (2006), sugerem que as perturbações convectivas de longa duração correspondem à LIs, que penetram no continente, e algumas são forçadas por DOLs.

As LIs são aglomerados de nuvens cumulunimbus (Cbs) em forma de linha, associados à brisa terrestre e, portanto, apresentam escala temporal de algumas horas, sendo o pico da atividade convectiva no fim da tarde. Elas se desenvolvem mais frequentemente sobre a costa norte-nordeste da AS, podendo se propagar para o interior do continente, e ocorrem durante o ano todo, com maior frequência entre os meses de maio e agosto (Cohen, 1989 e Santos Neto, 2004).

A parte central e sul do NEB sofre influência dos sistemas frontais (SFs), que interagem com a convecção local, principalmente entre as estações da primavera e do verão do HS, quando possuem uma maior penetração continental. SFs estacionários no leste do NEB geralmente estão associados à atuação de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN).

O VCAN é caracterizado como um sistema anticiclônico persistente de núcleo frio em altos níveis. Os do tipo Palmer são mais comuns durante o verão do HS, e em geral ocorrem na região do Atlântico e no NEB. Apresentam circulação térmica direta, manifestam atividade convectiva na borda, principalmente na direção de propagação, e estão associados à Alta da Bolívia (AB), que também é uma circulação típica de verão no HS. Ramírez *et al.* (1999), estudaram a formação dos VCANs entre os anos de 1980-1989 e concluíram que, dentre os casos que ocorreram no verão, 57% se originaram da advecção quente na baixa troposfera, no setor equatorial de um SF (Kousky e Gan, 1981) e 27% surgiram associados à uma circulação anticiclônica no sudeste e sudoeste do Atlântico, correlacionadas à um evento de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Os ventos alísios e a brisa terrestre são as principais fontes de precipitação na costa leste do NEB. A circulação advecta ar quente e úmido proveniente do mar para o continente, ocasionando convergência por aumento de rugosidade, além do relevo, que também auxilia na ascensão do ar. Essa combinação ocasiona máximos diurnos de precipitação junto à costa, e noturnos até 300 km continente adentro. Molion e Bernardo (2002), sugerem uma ocorrência de máxima convergência dos alísios com a brisa durante o inverno, o que explicaria o máximo de precipitação no inverno. DOLs e LIs também atuam na costa de maneira indireta no inverno (Kayano, 2003).

2.2. PREVISÕES SAZONAIS

Em sua teoria do caos, Lorenz (1963a, b, 1965, 1968) mostrou que, mesmo que as condições iniciais sejam perfeitas, a previsibilidade de uma PNT não é capaz de ultrapassar duas semanas. Isso ocorre devido a erros muito pequenos em escalas menores e não resolvidas de um modelo numérico que podem crescer muito rápido e, através de interações não-lineares, introduzir e propagar erros em escalas maiores. É dessa maneira que duas integrações “gêmeas” se tornam tão distintas quanto duas integrações aleatórias após aproximadamente quinze dias. Assim, é possível afirmar que o limite de previsibilidade depende da taxa de crescimento desses pequenos erros.

Em geral, a escala temporal de um fenômeno meteorológico está relacionada com sua escala espacial, de maneira que instabilidades de pequena escala cresçam mais rápido do que as de escalas maiores. Entretanto, quando essas pequenas instabilidades estão associadas, ou são forçadas, por escalas maiores, é possível estender o limite de previsibilidade para além do que seria possível em um caso de perturbação isolada.

Entretanto, em regiões onde as perturbações de grande escala não são dominantes ou são menores, como nos trópicos, a previsibilidade fica limitada a taxa de crescimento dos erros associados à instabilidade das escalas menores, como a convecção, por exemplo. O fato é que, se não fosse pela dificuldade dos modelos em resolver os processos de sub-grade, as regiões tropicais apresentariam previsões melhores do que as regiões extratropicais.

Essa possível previsibilidade além dos limites impostos pela natureza caótica dos fenômenos de pequena escala deu origem ao conceito de previsibilidade potencial. Madden (1989), definiu a previsibilidade potencial como a diferença entre a variância total das anomalias médias de um determinado mês ou estação e a variância atribuída ao ruído atmosférico. Tendo isso em mente, a previsibilidade associada às condições iniciais é denominada como “previsibilidade de primeira ordem”, enquanto que a “previsibilidade de segunda ordem” está associada às condições de contorno de evolução lenta. Charney e Shukla (1981) mostraram que as latitudes tropicais apresentam uma resposta melhor às anomalias de TSM de longa duração do que as latitudes médias, de forma que a previsibilidade potencial dos trópicos para horizontes de tempo mais longos é muito maior do que nos extratrópicos.

A ZCIT é um exemplo de fenômeno meteorológico que apresenta uma boa previsibilidade potencial. De acordo com Nobre e Shukla (1996), a previsibilidade da ZCIT está fortemente relacionada com padrões de anomalias de TSM nos Oceanos Atlântico e Pacífico tropicais. Em concordância, Rosário *et al.* (2003), argumentam que a representação adequada da ZCIT é fundamental para que um modelo de PNT ou sazonal apresente um elevado potencial de previsibilidade da precipitação sobre a porção norte do NEB. Giannini *et al.* (2004), ainda apresentam evidências de que as condições de anomalia de TSM sobre o Atlântico Tropical podem afetar a precipitação sobre o NEB durante a estação chuvosa (entre os meses de março a maio) com até 6 meses de antecedência.

Epstein (1969) e Leith (1974), sugeriram tratar o problema da previsibilidade, não através da abordagem determinística, mas sim estocástica. Isso somente é possível através das previsões em conjunto, ou "ensembles", onde são empregados um grupo de previsões com pequenas perturbações entre si, para simular o mesmo horizonte de tempo. Vários tipos de "ensemble" são possíveis, como por exemplo, empregando diferentes condições iniciais, métodos de assimilação de dados, parametrizações, hora de início da integração ("lagged ensemble") ou até mesmo diferentes modelos ("superensemble").

Com o "ensemble" é possível, idealmente, calcular a probabilidade de ocorrência de cada solução possível do sistema, de maneira a se obter uma métrica acerca da confiabilidade da previsão. Essa técnica também permite suavizar as componentes menos prováveis do grupo, aumentando a previsibilidade além dos limites propostos por Lorenz. Assim, é possível gerar previsões para escala de tempo maiores, como a sazonal, através de perturbações sutis nas condições de contorno inferior, especialmente nos oceanos tropicais e no solo. As perturbações dão origem a anomalias mais duradouras e o conjunto de previsões filtra os componentes mais voláteis dos membros individuais, dando mais robustez à previsão.

Uma outra maneira de melhorar a qualidade das previsões sazonais é aumentando a resolução dos modelos numéricos, com o intuito de melhorar a representação da topografia e a descrição dos processos físicos de sub-grade. Entretanto, na prática, integrar modelos globais em alta resolução tem um custo computacional ainda inviável. Como alternativa, normalmente aplica-se uma redução dinâmica de escala (*dynamical downscale*) (Castro *et al.*, 2005), onde um modelo regional é acoplado a um modelo global. Nessa abordagem, o modelo global fornece as condições iniciais e de contorno

lateral (e inferior, quando houver), que proporciona o estado da circulação atmosférica em grande escala, e o modelo regional aplica os padrões locais correspondentes em alta resolução, permitindo circulações mais intensas e uma melhor descrição dos processos de superfície (Laprise et al., 2008).

2.3. PREVISÃO SAZONAL UTILIZANDO MODELOS REGIONAIS

A utilização de modelos regionais para a produção de previsões de longo prazo remonta de 1989 por Dickinson et al. (1989), seguido por Giorgi (1990). Na AS, o primeiro trabalho a aplicar esse método foi Chou et al. (2000), seguido por outros como Menéndez et al. (2001), Nicolini et al. (2002), Minsra et al. (2002) e Minsra et al. (2003). Os autores citados demonstraram que os modelos regionais são capazes de melhorar significativamente a habilidade do modelo global em reproduzir os padrões observados na escala de tempo sazonal.

Solman (2013) argumenta que, posteriormente, as pesquisas focaram na identificação de fatores que poderiam influenciar a sensibilidade dos modelos regionais em prever a escala de tempo sazonal. O primeiro fator de relevância é, naturalmente, a qualidade das informações que servem de contorno lateral e inferior, imprescindíveis para a integração dos modelos regionais. Erros sistemáticos e ruídos presentes nas previsões do modelo global serão passados para o modelo regional através das bordas do domínio (Minsra e Kanamitsu, 2004). Forçantes inferiores pobres ou processos de solo-superfície demasiadamente simplificados podem prejudicar as previsões dos modelos regionais (Minsra et al., 2002; Seth e Rojas, 2003; Rojas e Seth, 2003). A escolha do domínio e a resolução espacial também afetam significativamente as previsões. Seth e Rojas (2003) e Rojas e Seth (2003) argumentaram também que a sensibilidade à forçante local era tanto maior quanto maior fosse o domínio do modelo. Isso ocorre devido ao impacto que os processos locais exercem sobre a circulação de grande-escala. Sendo assim, o domínio do modelo regional deve ser escolhido de maneira a incluir a circulação de grande-escala que atue sobre o clima da região de interesse. Rojas (2006) estudou a importância da escolha da resolução horizontal em regiões de terreno acidentado e argumentou que a resolução mais adequada está entre 30 e 40 km. Essa faixa permite reproduzir de maneira adequada os padrões de precipitação, sem extrapolar a capacidade computacional. Finalmente, a configuração do modelo regional é a chave para o ajuste fino das previsões.

Solman e Pessacg (2012) utilizaram várias integrações do modelo MM5, utilizando diferentes configurações, para identificar combinações ótimas de parâmetros. Eles concluíram que o modelo é altamente sensível à escolha do esquema convectivo e que os fluxos de convergência de umidade, e consequentemente as anomalias de precipitação, são afetados pela escolha do modelo físico e das configurações empregadas pelo modelo regional.

No Brasil, o CPTEC é o responsável por grande parte das pesquisas voltadas para a previsão sazonal. Os modelos Eta e CATT-BRAMS são investigados para avaliar a viabilidade da previsão numérica sazonal sobre o Brasil e a AS.

Mais recentemente, Freire et al. (2014) integrou o modelo CATT-BRAMS forçado pelo CGMA do CPTEC utilizando diferentes configurações para avaliar qual melhor representava o padrão de precipitação sobre a AS para os meses de março a maio dos anos de 1983 (El Niño) e 1989 (La Niña). Os autores concluíram que o modelo é capaz de representar os padrões de precipitação referentes aos dois eventos extremos, com o ano de El Niño apresentando redução de precipitação sobre o norte do NEB e aumento sobre a região Sul do Brasil e o oposto ocorrendo no ano de La Niña.

Weber et al., (2015) avaliou as previsões sazonais do modelo Eta, com resolução de 15 km, para a região da Bacia do Rio São Francisco, a montante da UHE de Três Marias (Minas Gerais – Brasil) considerando-se os meses de novembro a fevereiro dos anos de 2001 a 2010. Os autores concluíram que, em média, as previsões do modelo não apresentaram confiabilidade. Entretanto, observou-se que em anos onde ocorreram condições anômalas sobre o Pacífico, os membros da previsão convergiram seus resultados.

CAPÍTULO 3. DADOS E METODOLOGIA

3.1. O MODELO ETA

O modelo utilizado neste trabalho é o modelo Eta com suas atualizações (Mesinger *et al.*, 2012). Esse modelo é mais vantajoso em regiões de orografia complexa devido à coordenada vertical Eta (Equação 3.1 - Mesinger, 1984), pois trata adequadamente os problemas numéricos próximos de regiões com inclinação topográfica. Por ser um modelo regional, onde alta resolução pode ser aplicada, ele também se revela adequado para estudos de fenômenos de mesoescala.

$$\eta = \left(\frac{p - p_T}{p_{sfc} - p_T} \right) \left[\frac{p_{ref}(z_{sfc}) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \right] \quad (3.1)$$

A topografia é resolvida na forma de degraus discretos. O topo do modelo está em 25 hPa e a superfície em 1013,25 hPa. As variáveis prognósticas são temperatura do ar, umidade, vento horizontal, pressão à superfície, energia cinética turbulenta, hidrometeoros, umidade e temperatura do solo. As variáveis diagnósticas processadas durante a previsão também são fornecidas em intervalos regulares, a saber: temperatura e umidade a 2 metros de altura, vento a 10 metros de altura, fluxos de radiação de onda curta e longa a superfície, fluxos de calor latente e sensível, umidade relativa do ar, dentre outros.

O modelo possui complexa representação dos processos físicos, que são tratados através de esquemas de parametrizações. As trocas turbulentas na vertical são resolvidas pelo esquema de Mellor-Yamada (1982) no nível de fechamento 2.5. As trocas de energia à superfície se baseiam na teoria de similaridade de Monin-Obukhov e utilizam as funções de estabilidade de Paulson. A radiação de onda curta se baseia no esquema de Lacis e Hansen (1974) e a radiação de onda longa se baseia no esquema de Fels e Schwarzkopf (1975). As distribuições de dióxido de carbono, ozônio e do albedo iniciais são retiradas da climatologia. A hidrologia de superfície é baseada no esquema NOAH (Chen *et al.*, 1997). O modelo possui quatro camadas no solo e um mapa com doze tipos de cobertura vegetal e sete tipos de solo. A produção de chuva convectiva se baseia no esquema do tipo ajuste de Betts-Miller-Janjic (Janjic, 1994). A chuva e as nuvens estratiformes do modelo são representadas pelo esquema de microfísica de nuvens (Zhao, 1997).

A construção da climatologia da nova versão do modelo sazonal Eta foi elaborada seguindo a metodologia já empregada na construção da climatologia da atual versão determinística do modelo sazonal em operação no CPTEC (Bustamante *et al.*, 2006). No entanto, previsões numéricas sazonais são sensíveis às pequenas perturbações introduzidas pelo estado inicial da previsão.

Para este trabalho o modelo Eta foi integrado por um período de 4,5 meses (da metade de janeiro até maio) para todo o período, desde 2001 até 2010. A versão do modelo Eta utilizada foi integrada com 40 km de resolução horizontal e 38 níveis na vertical. Os horários de saídas do modelo Eta são 0, 6, 12 e 18 UTC.

Ao todo foram realizados quatro experimentos, denominados Ctrl, Ferr, BMJ e Rean. O primeiro experimento (Ctrl) utiliza como condições iniciais e de contorno lateral campos fornecidos pelo modelo global do CPTEC na resolução T062L28. Para variações nas condições iniciais, apenas no caso do Ctrl, foram executadas cinco integrações, começando em diferentes datas, do dia 13 até o dia 17 de janeiro de cada ano, totalizando-se cinquenta integrações para este experimento. Como condição de contorno inferior utilizou-se a anomalia observada da temperatura da superfície do mar para o mês de janeiro, persistida para o período de integração (FMAM) e atualizada diariamente. Os demais experimentos foram elaborados apenas com algumas alterações com relação ao experimento Ctrl, utilizando-se como condição inicial dados do dia 15 de janeiro, ou seja, apenas uma integração por ano. No segundo experimento (Ferr) a parametrização de microfísica segundo o esquema de Ferrier foi utilizada no lugar do esquema de Zhao. As condições iniciais e de contorno lateral são as mesmas do experimento Ctrl. O terceiro experimento (BMJ) possui apenas uma pequena alteração nos parâmetros do esquema de parametrização convectiva de Betts-Miller. As demais configurações são as mesmas do Ctrl. Já o quarto experimento, Rean, trata-se de uma simulação, onde as configurações do Ctrl foram mantidas, enquanto as condições de contorno lateral foram fornecidas pela Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) e a condição de contorno inferior do National Center of Environmental Prediction (NCEP), através das médias mensais de TSM. A Tabela 3.1 resume as características de cada experimento.

Tabela 3.1 – Resumo das principais características de cada um dos experimentos realizados para este trabalho.

| | Ctrl | BMJ | Ferr | Rean |
|-------------------------------------|--|--|--|---|
| Domínio | América do Sul | | | |
| Resolução horizontal | 40 km | | | |
| Condições Iniciais (CI) | Modelo global do CPTEC na resolução T062L28 | | | Análise do CFSR interpolada para a grade do modelo Sazonal-40km |
| Condições de Contorno Lateral (CCL) | Modelo global do CPTEC na resolução T062L28 | | | Análise do CFSR interpolada para a grade do modelo Sazonal-40km |
| Frequência da atualização das CCL | A cada 6 horas | | | |
| Condições de Contorno Inferiores | - TSM atualizada diariamente, 1° x 1° (lat x lon), anomalia observada da TSM persistida durante toda a integração; - Climatologia sazonal da umidade do solo. | | | - TSM mensal observada proveniente do NCEP atualizada a cada mês; - Climatologia sazonal da umidade do solo. |
| Prazo de previsão | 4,5 meses | | | |
| Número de integrações | 5 integrações partindo dos dias 13, 14, 15, 16 e 17 de janeiro de cada ano. | 1 integração partindo do dia 15 de janeiro de cada ano. | | |
| Parametrizações: | Convectiva: Betts-Miller-Janjic (Janjic, 1994) Microfísica: Zhao (Zhao, 1997) | Convectiva: Betts-Miller-Janjic modificado (Janjic, 1994) Microfísica: Zhao. (Zhao, 1997) | Convectiva: Betts-Miller-Janjic (Janjic, 1994) Microfísica: Ferrier (Ferrier, 2002) | Convectiva: Betts-Miller-Janjic (Janjic, 1994) Microfísica: Zhao (Zhao, 1997) |
| Topografia original | USGS 1km | | | |

3.2. DADOS OBSERVADOS E REANÁLISE

As reanálises surgiram da necessidade de explorar melhor os dados meteorológicos para a inicialização dos modelos numéricos de previsão de tempo. Contudo, percebeu-se que os dados gerados por esse pré-processamento poderiam ser de notável interesse para a pesquisa. As reanálises proporcionam um banco de dados multivariado, espacial e temporalmente completo e fisicamente coerente da dinâmica atmosférica global (Dee *et al.* 2011).

A reanálise CFSR nasceu da dificuldade de se adequar a formulação das condições iniciais e laterais do modelo regional operacional do NCEP, o Climate Forecast System Version 1 (CFSv1), ao que há de mais moderno em assimilação de dados. No início das operações, os dados provenientes da reanálise 2 do NCEP eram utilizados para tal. As inconsistências de uma metodologia da década de 90 aplicada a um modelo do século XX naturalmente ocasionaram queda no desempenho do CFS no começo das integrações. Dessa forma, um dos maiores objetivos do CFSR é criar condições iniciais para a que atmosfera, o oceano, a terra e o gelo marinho sejam não apenas o estado da arte, mas principalmente consistentes com a versão 2 do CFS implementada operacionalmente em 2010.

Sua maior resolução espacial e temporal, além da inclusão da análise de dados oceânicos faz com que o CFSR seja muito mais acurado e abrangente do que a reanálise global anterior. Seu desempenho também aumenta ao longo do tempo, especialmente no Hemisfério Sul, onde o uso de dados de satélite torna-se muito importante. Além disso, muitos erros conhecidos na ingestão de dados observacionais e na execução de análises anteriores foram corrigidos no CFSR. Muitos conjuntos de dados de entrada foram melhorados após anos de controle de qualidade e exposição a reanálises sucessivas em vários centros, dentre eles o European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), NCEP, Japan Meteorological Agency (JMA) e National Aeronautics and Space Administration (NASA) (Saha *et al.* 2010.).

Neste trabalho foram utilizados os dados do CFSR para avaliar as previsões do modelo Eta, exceto para a variável precipitação. Para essa última, as previsões foram comparadas com os dados de precipitação interpolados para a grade do modelo provenientes do CPTEC. Esse banco de dados consiste na interpolação através do Método de Kriging (Matheron, 1969) de dados de estação de diferentes fontes, incluindo o

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), o INPE e dos Centros Estaduais de Meteorologia. Esse banco de dados foi criado no intuito de auxiliar o monitoramento ambiental e a avaliação da performance dos modelos numéricos desenvolvidos no CPTEC.

3.3. ANÁLISE ESTATÍSTICA

A fim de possibilitar a comparação entre os campos gerados pelo modelo Eta e os dados observacionais, foram calculados os totais mensais de precipitação e as médias mensais de temperatura e vento, e em seguida esses totais ou médias mensais foram utilizados para os cálculos descritos a seguir.

Foram calculados os campos médios do período estudado, a fim de analisar a habilidade do modelo em representar o padrão climatológico das variáveis estudadas sobre o NEB. Sendo X_i as médias mensais de temperatura e vento ou os totais mensais de precipitação de cada um dos quarenta meses estudados (N), essas médias foram calculadas como a seguir:

$$\bar{M} = \frac{\sum X_i}{N}$$

Os campos médios para cada mês foram calculados com a finalidade de analisar se o modelo é capaz de representar a variabilidade intrasazonal das variáveis estudadas. As médias dos meses foram calculadas como a média dos campos referente a cada mês para cada um dos dez anos estudados. Por exemplo, o campo médio referente ao mês de fevereiro é a média dos dez fevereiro estudados, como ilustrado abaixo:

$$\overline{M_{mês}} = \frac{\sum X_{mês}}{10}$$

As anomalias padronizadas foram calculadas com o intuito de desconsiderar os erros sistemáticos e a variabilidade intrínseca dos dados na análise da variabilidade interanual das variáveis de interesse (Wilks, 2006). Dessa forma, é possível avaliar, em múltiplos do desvio padrão, quanto uma variável ficou acima ou abaixo do esperado para aquele ano. As anomalias padronizadas foram calculadas dividindo a anomalia mensal pelo desvio padrão amostral referente à média de cada mês, como demonstrado pela equação abaixo. Assim, os dados transformados por essa equação apresentaram média zero e desvio padrão 1.

$$AP = \frac{(X_{mês} - \overline{M_{mês}})}{\sigma_{mês}}$$

Onde σ_{ano} é dado por:

$$\sigma_{mês} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n=10} (X_{mês} - \overline{M_{mês}})^2}$$

E n é o número de anos estudados (10 anos).

3.4. PADRÕES DE ANOMALIA DA TSM

A fim de melhor entender as condições de TSM atuantes ao longo do período estudado, foram calculadas as anomalias padronizadas de TSM tanto para a região Niño 3.4, quanto para a região equatorial do Atlântico.

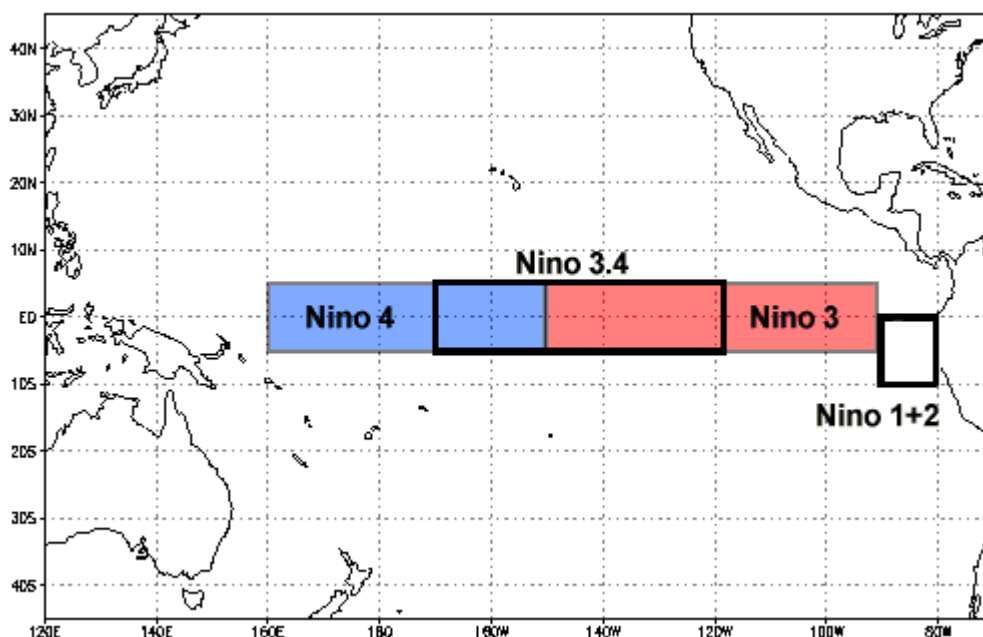


Figura 3.4.1 – Mapa esquemático das regiões onde são calculados os índices ENOS.
Fonte: NOAA.

A NOAA definiu a região correspondente ao Niño 3.4 para calcular o Índice de Niño Oceânico, que é o parâmetro utilizado para caracterizar as fases quentes ou frias do ENOS. A Tabela 3.4.1 abaixo, mostra a anomalia média da região correspondente ao Niño 3.4 para cada um dos meses dos 10 anos estudados (2001-2010). É possível observar que durante os meses abrangidos pelas rodadas do modelo Eta (janeiro a maio) os anos de 2001, 2006, 2008 e 2009 apresentaram TSM abaixo da normal climatológica, enquanto que os anos de 2003, 2005, 2007 e 2010 apresentaram TSM acima da normal climatológica.

Tabela 3.4.1 – Anomalia de TSM na região do Niño 3.4 (K). Fonte: Dados NCEP. Cores quentes destacam temperaturas mais altas, enquanto que o contrário ocorre para cores mais frias.

| Ano | Jan | Fev | Mar | Abr | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 2001 | -0.8 | -0.5 | -0.3 | -0.2 | -0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | -0.1 | -0.1 | -0.2 | -0.3 |
| 2002 | 0.0 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.8 | 0.7 | 0.9 | 1.2 | 1.4 | 1.6 | 1.6 |
| 2003 | 1.2 | 0.9 | 0.7 | 0.1 | -0.4 | -0.2 | 0.1 | 0.0 | 0.3 | 0.5 | 0.4 | 0.5 |
| 2004 | 0.2 | 0.3 | 0.0 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.4 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.8 |
| 2005 | 0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.5 | 0.4 | 0.2 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | -0.3 | -0.6 |
| 2006 | -0.9 | -0.5 | -0.6 | -0.1 | -0.2 | -0.3 | -0.4 | -0.3 | -0.2 | -0.2 | -0.3 | -0.2 |
| 2007 | 0.7 | 0.2 | 0.0 | 0.1 | -0.2 | -0.1 | -0.5 | -0.7 | -0.9 | -1.4 | -1.6 | -1.5 |
| 2008 | -1.8 | -1.8 | -1.1 | -0.9 | -0.6 | -0.5 | -0.1 | 0.0 | -0.2 | -0.3 | -0.3 | -0.7 |
| 2009 | -1.0 | -0.6 | -0.5 | -0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.7 | 0.7 | 0.8 | 1.0 | 1.6 | 1.8 |
| 2010 | 1.6 | 1.3 | 1.2 | 0.6 | -0.1 | -0.7 | -1.2 | -1.4 | -1.6 | -1.6 | -1.6 | -1.5 |

A Tabela 3.4.2 apresenta a diferença entre as anomalias médias de TSM sobre as regiões norte e sul do Atlântico equatorial com o objetivo de identificar padrões de dipolo entre os hemisférios. Essas regiões norte e sul compreendem as áreas 15°N-30°N;20°W-60°W e 0-15°S;0-20°W respectivamente. Nota-se que os anos de 2003 e 2009 apresentam padrão de dipolo negativo, enquanto que os anos de 2002, 2005, 2006 e 2010 apresentam padrão de dipolo positivo.

Tabela 3.4.2 – Diferença entre a ATSM dos setores norte e sul do Atlântico Tropical (K). Cores quentes destacam temperaturas mais altas, enquanto que o contrário ocorre para cores mais frias. Fonte: Dados NCEP

| Ano | Jan | Fev | Mar | Abr | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 2001 | -0.15 | 0.07 | 0.27 | 0.05 | -0.11 | 0.04 | 0.06 | -0.03 | -0.01 | -0.33 | -0.07 | 0.26 |
| 2002 | 0.36 | 0.54 | 0.39 | -0.30 | -0.24 | -0.03 | 0.02 | 0.21 | -0.03 | 0.15 | 0.13 | -0.29 |
| 2003 | -0.39 | -0.69 | -0.65 | -0.29 | 0.22 | 0.40 | 0.32 | -0.09 | 0.13 | 0.13 | 0.01 | 0.17 |
| 2004 | -0.22 | -0.16 | 0.09 | 0.55 | 0.44 | 0.34 | 0.11 | 0.14 | 0.07 | 0.26 | 0.41 | 0.32 |
| 2005 | 0.22 | 0.10 | 0.27 | 0.56 | 0.84 | 0.78 | 0.40 | 0.34 | 0.37 | 0.16 | 0.05 | 0.24 |
| 2006 | 0.54 | 0.19 | 0.01 | 0.21 | -0.43 | -0.56 | -0.70 | -0.66 | -0.66 | -0.66 | -0.64 | -0.70 |
| 2007 | -0.03 | 0.24 | 0.34 | 0.22 | 0.13 | -0.03 | 0.12 | 0.08 | -0.17 | -0.13 | -0.16 | -0.28 |
| 2008 | 0.02 | 0.14 | -0.02 | -0.21 | -0.08 | -0.14 | -0.23 | 0.03 | 0.21 | 0.18 | 0.06 | 0.10 |
| 2009 | -0.25 | -0.82 | -0.94 | -1.16 | -1.22 | -0.78 | -0.25 | -0.14 | -0.08 | 0.02 | 0.17 | 0.00 |
| 2010 | -0.10 | 0.38 | 0.24 | 0.37 | 0.44 | -0.03 | 0.14 | 0.10 | 0.16 | 0.23 | 0.05 | 0.18 |

A Tabela 3.4.3 apresenta um resumo das duas tabelas anteriores. Os valores entre parênteses referem-se ao mês de Janeiro.

Tabela 3.4.3 – Resumo das condições de TSM sobre o Pacífico e o Atlântico para o período de interesse, Jan a Mai, e apenas para o mês de janeiro (entre parênteses).

| Ano | Pacífico (Jan) | Atlântico (Jan) |
|------|---------------------------------|--------------------------|
| 2001 | La Niña enfraquecendo (La Niña) | Neutro (Neutro) |
| 2002 | Neutro (Neutro) | Dipolo Positivo (Neutro) |
| 2003 | El Niño enfraquecendo (El Niño) | Dipolo Negativo (Neutro) |
| 2004 | Neutro (Neutro) | Neutro (Neutro) |
| 2005 | El Niño enfraquecendo (El Niño) | Dipolo Positivo (Neutro) |
| 2006 | La Niña moderada (La Niña) | Neutro (Positivo) |
| 2007 | Neutro (El Niño) | Neutro (Neutro) |
| 2008 | La Niña forte (La Niña) | Neutro (Neutro) |
| 2009 | La Niña enfraquecendo (La Niña) | Dipolo Negativo (Neutro) |
| 2010 | El Niño forte (El Niño) | Dipolo Positivo (Neutro) |

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

Neste capítulo apresentam-se os resultados da avaliação das médias (2001-2010) mensais e sazonais da precipitação, da temperatura do ar a 2 metros de altura e dos ventos em 850 e 250 hPa para o período chuvoso do norte do NEB (FMAM).

4.1. PRECIPITAÇÃO

A precipitação é avaliada analisando-se: i) os campos médios do período FMAM; ii) as médias do acumulado mensal referentes a cada mês (fevereiro a maio) e iii) as anomalias anuais.

Na Figura 4.1.1 apresenta-se as médias de precipitação (mm/mês) para o período estudado (FMAM), para cada um dos experimentos e para a observação. É possível constatar que, apesar da subestimativa da precipitação no semiárido nordestino em todos os experimentos, o padrão climatológico do NEB é qualitativamente bem representado. Nota-se, também, em todos os experimentos, baixos totais pluviométricos na região do semiárido, a faixa litorânea mais chuvosa e o extremo norte apresentando maiores volumes de chuva sobre o Maranhão, decrescendo no Ceará até uma faixa mais seca no interior dos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Alagoas.

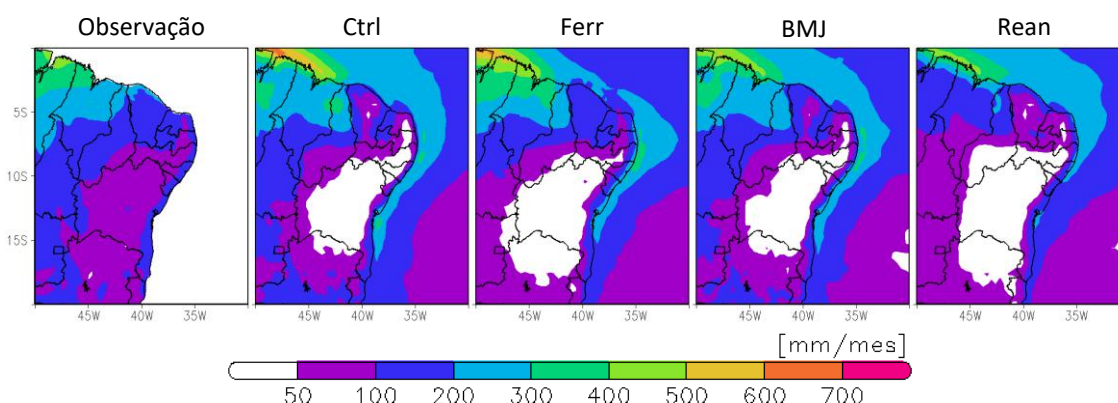


Figura 4.1.1 - Médias dos acumulados de precipitação no período FMAM de 2001-2010 (mm/mês) para a observação e cada um dos experimentos.

A Figura 4.1.2 mostra a diferença entre os campos previstos e observados. É possível verificar que todos os experimentos subestimam em 30 mm/mês a precipitação no interior do NEB. O experimento Rean subestima a precipitação sobre toda a região, principalmente sobre o Maranhão. Os experimentos Ctrl, Ferr e BMJ superestimam a precipitação sobre o norte do Maranhão e Piauí em aproximadamente 60 mm/mês. No extremo norte-nordeste, incluindo o interior do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, o experimento Ferr revela a menor discrepância em relação aos dados observados, apesar de superestimar a precipitação sobre o litoral leste, a despeito do BMJ apresentar a melhor representação, no geral. O experimento BMJ ainda expressa erros menores em relação ao experimento Ctrl, principalmente sobre o norte do NEB.

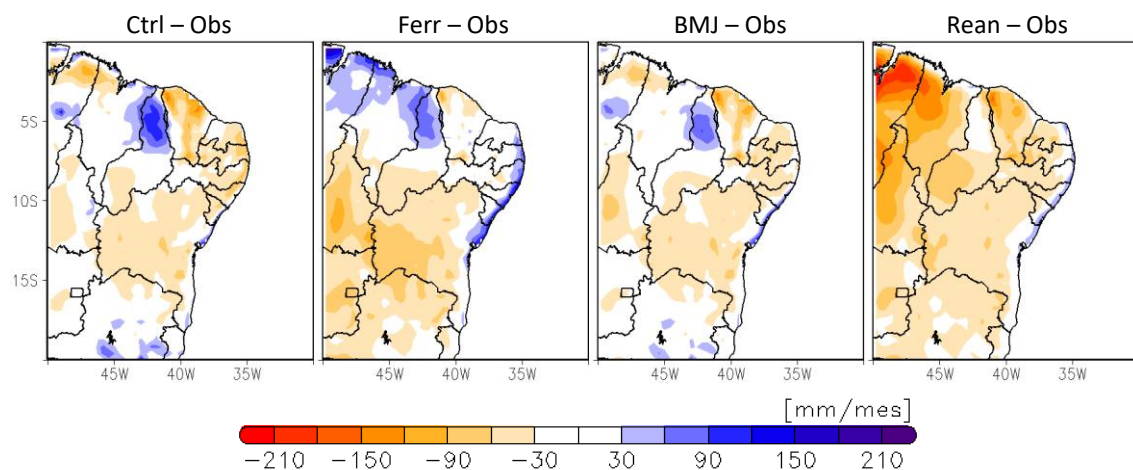


Figura 4.1.2 – Diferença da precipitação média no período estudado (FMAM de 2001 a 2010) entre cada um dos experimentos e a observação

A Figura 4.1.3 apresenta os campos médios dos acumulados mensais observados, calculado como a média dos dez anos disponíveis para cada mês, e também a diferença entre esse e os respectivos campos previstos para cada experimento. Pode-se observar que, em média, todos os experimentos tendem a subestimar a precipitação no interior da Bahia nos meses de fevereiro a abril, enquanto o mês de maio é melhor representado. É possível distinguir que, exceto no experimento Rean, nos meses de fevereiro a abril, a precipitação é superestimada no interior do Piauí e subestimada no Ceará, enquanto que no mês de maio a precipitação é superestimada na parte norte do Maranhão e do Piauí. O Ferr superestima a precipitação sobre o litoral no NEB em todos os meses, apesar dessa superestimativa ocorrer mais ao sul no mês de fevereiro e mais ao norte no mês de maio.

Ainda sobre o litoral, todos os experimentos tendem a superestimar a precipitação em todos os meses do ano, mais acentuadamente no setor centro-leste no mês de abril.

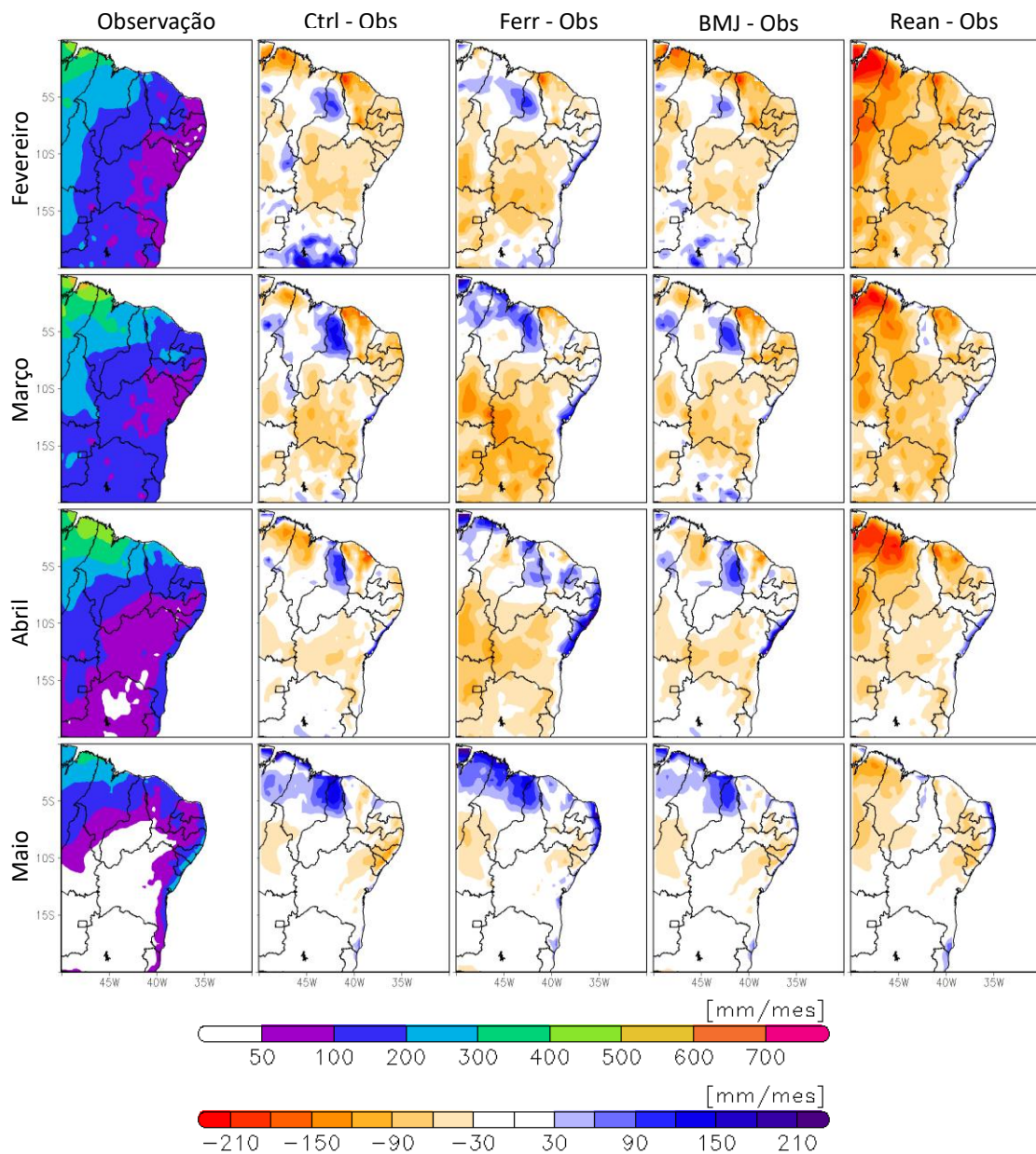


Figura 4.1.3 – Primeira coluna: precipitação média (mm/mês) para cada um dos meses (FMAM) do período 2001-2010 para a Observação. Demais colunas: diferença da precipitação média de cada mês (FMAM) entre cada um dos experimentos e a Observação

A fim de eliminar os erros sistemáticos e a variância intrínseca dos experimentos nas análises, na Figura 4.1.3 são apresentados os campos de anomalias padronizadas da precipitação média da estação (FMAM) para cada ano estudado, expressa em unidades do desvio padrão.

Nota-se inicialmente nos campos observados da Figura 4.1.4 (coluna da esquerda) que em alguns anos, a título de exemplo 2005 e 2010 (anos secos) e 2008 e 2009 (anos chuvosos), o padrão de precipitação está em concordância com o que se espera das influências das condições de contorno inferior (ATSM no Atlântico e Pacífico). Contudo, nem sempre os fenômenos ENOS e o dipolo de ATSM no Atlântico são os únicos responsáveis pelos padrões secos ou chuvosos no norte do NEB. Por exemplo, em algumas situações, apesar da ZCIT encontrar-se bem configurada e deslocada para sul de sua posição climatológica, sistemas transientes, como o VCAN, atuam promovendo a redução da precipitação sob seu centro e aumento na periferia.

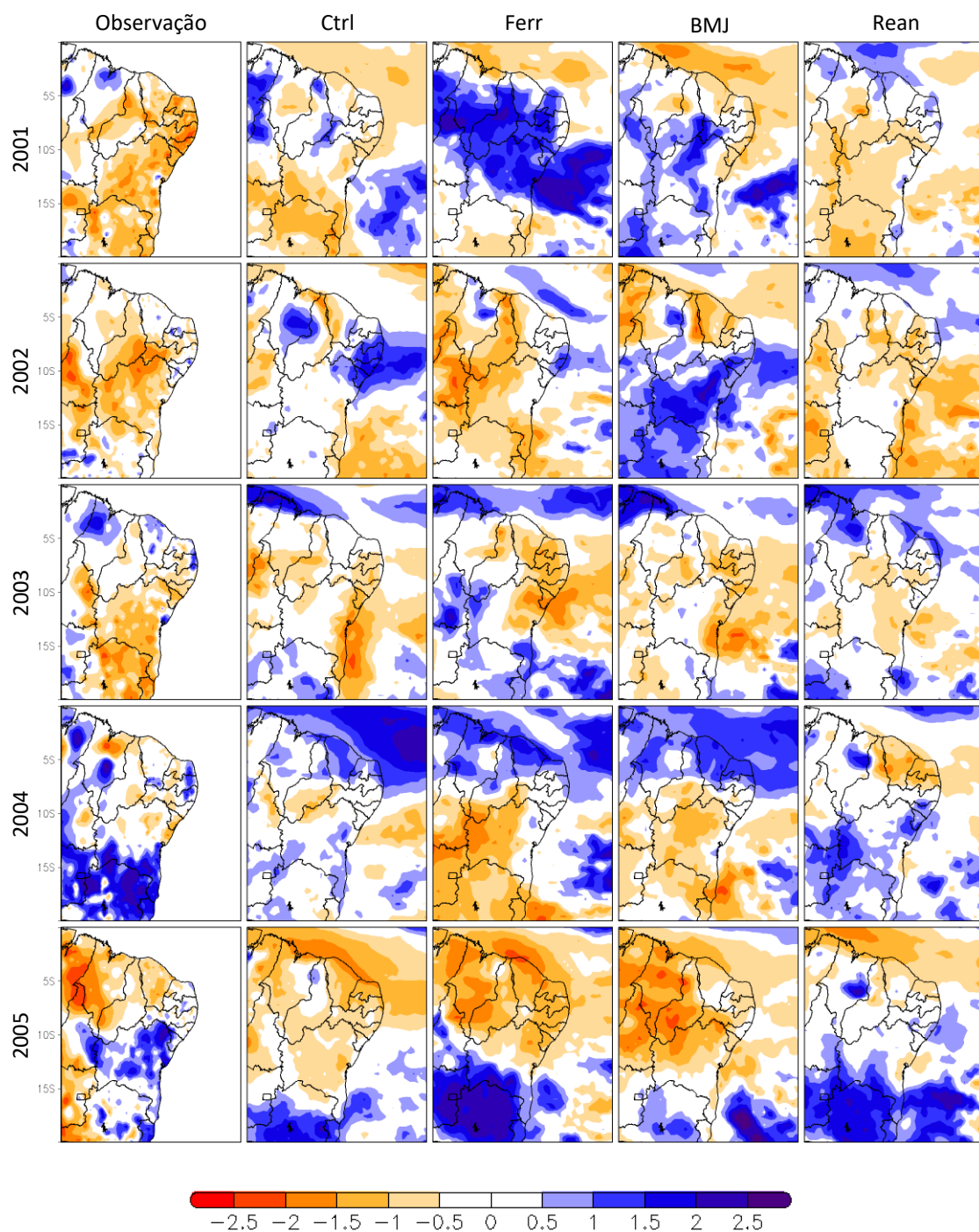


Figura 4.1.4 – Anomalia padronizada da precipitação total média da estação (FMAM) para cada ano (sombreado, adimensional). Nas linhas apresentam-se os anos de 2001 a 2010 e nas colunas estão: Observação, Ctrl, Ferr, BMJ e Rean.

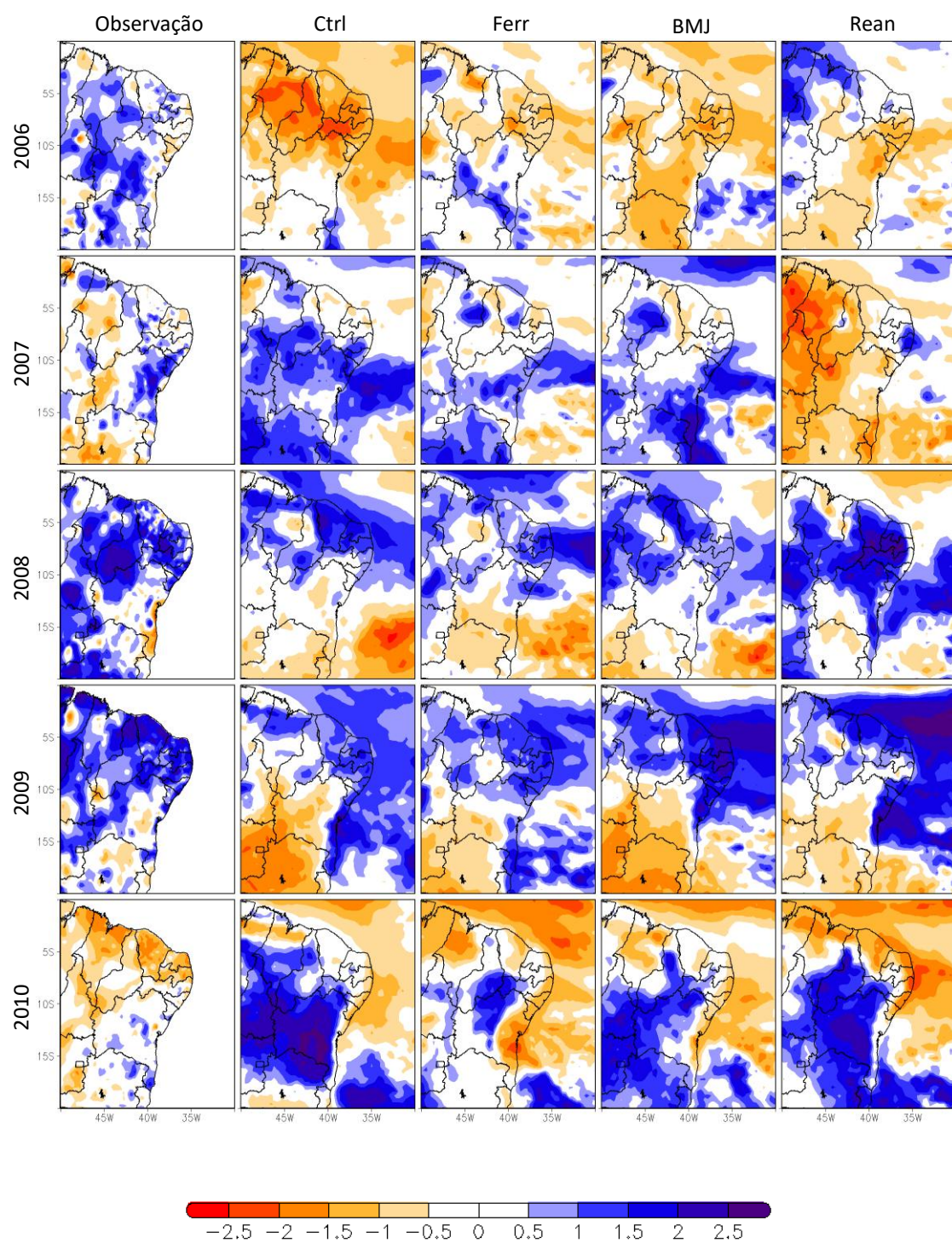


Figura 4.1.4 – Final.

Observa-se na Figura 4.1.4 que, em geral, os padrões do Ctrl, Ferr e BMJ são semelhantes, uma vez que tais experimentos utilizam a mesma condição de contorno inferior (ATSM de janeiro, somada a climatologia dos meses de FMAM). Nos anos em que a condição de contorno de janeiro persistida para os demais meses, ficou fora da neutralidade no Pacífico e/ou no Atlântico, tais como nos anos de 2005 e 2008, a semelhança entre os experimentos é ainda maior. Por outro lado, nos anos em que as anomalias de TSM de janeiro encontram-se dentro da normalidade, os padrões de precipitação não são muito similares entre esses experimentos.

Um outro aspecto a ser ressaltado sobre a Figura 4.1.4, é que apesar do experimento Rean (coluna da direita) utilizar condição de contorno observada (TSM observada) e condições iniciais e laterais provenientes da Reanálise, seus resultados ainda assim apresentam discordâncias com relação aos dados observados. Tal aspecto pode ser destacado nos anos de 2004, 2006, 2007 e 2010. Por outro lado, os melhores resultados são obtidos com experimento Rean, exceto nos anos de 2007 e 2010. Nas demais simulações, com o modelo Eta recebendo as condições iniciais e de contorno lateral do MCGA do CPTEC, o desempenho do modelo regional fica dependente da performance do MCGA.

Observa-se ainda analisando a Figura 4.1.4, que os anos nos quais as simulações apresentam a melhor performance são aqueles nos quais a ATSM apresenta padrões bem marcados no Pacífico e no Atlântico, tais como nos anos de: 2005 (EL Niño moderado e Dipolo Positivo); 2008 (La Niña forte e Dipolo Negativo) e 2009 (La Niña fraca e Dipolo Negativo).

4.2. TEMPERATURA A 2 METROS DE ALTURA

Assim como a precipitação, a temperatura é avaliada analisando-se: i) os campos médios do período FMAM; ii) as médias do acumulado mensal referentes a cada mês (fevereiro a maio) e iii) as anomalias anuais.

A seguir, na Figura 4.2.1, são apresentadas as médias de temperatura do ar a 2 metros de altura para o período estudado (FMAM) para cada um dos experimentos e para a Reanálise CFSR. Ressalta-se que em todos os experimentos existe um melhor detalhamento do campo de temperatura sobre o continente. Isso ocorre devido à maior resolução do modelo e, principalmente, melhor representação da topografia. Tal fato faz com que o modelo subestime os valores de temperatura em regiões montanhosas, inclusive sobre o NEB. Além disso, a melhor estrutura do campo causa um aumento no gradiente térmico entre o continente e o oceano.

A Figura 4.2.2 apresenta a diferença entre o campo observado e cada um dos experimentos mostrados na figura anterior. É possível observar que todos os experimentos subestimam os valores de temperatura sobre a parte leste da AS, principalmente sobre as regiões montanhosas. Dentre os experimentos, o Rean foi o que mais superestimou os valores de temperatura no interior do continente sobre a região central do Brasil ($\sim 3^\circ\text{C}$), seguido do experimento Ferr, que apresentou uma superestimativa de $\sim 1^\circ\text{C}$ na região centro-sul da AS. Os demais experimentos simularam adequadamente os valores de temperatura no interior do continente. Ainda na Figura 4.2.2, nota-se que as temperaturas sobre o Oceano Atlântico e sobre o NEB são subestimadas por todos os experimentos. Nota-se também que os experimentos Ctrl e BMJ subestimam as temperaturas sobre a região da ZCIT próximo à África.

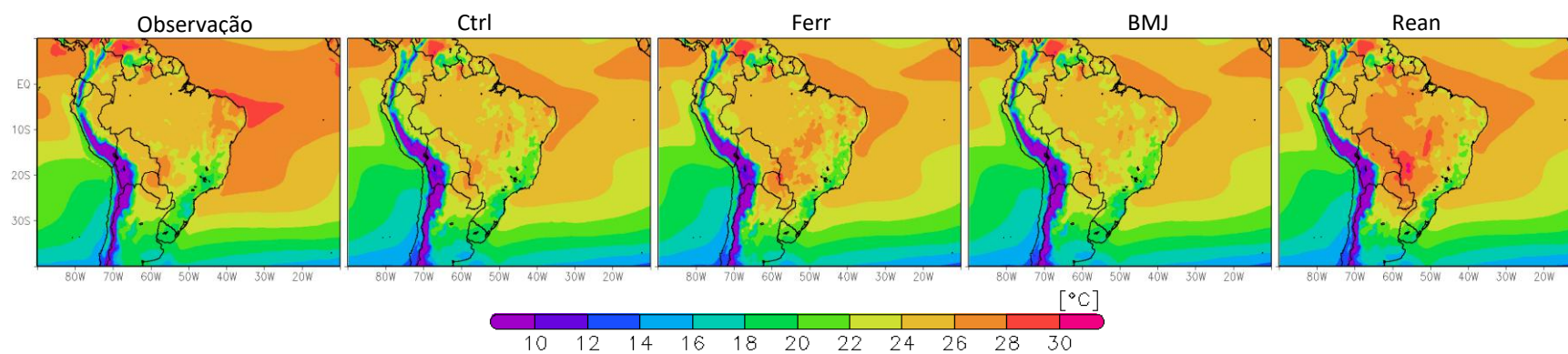


Figura 4.2.1 - Temperaturas médias no período FMAM de 2001-2010 (°C) para a observação e cada um dos experimentos.

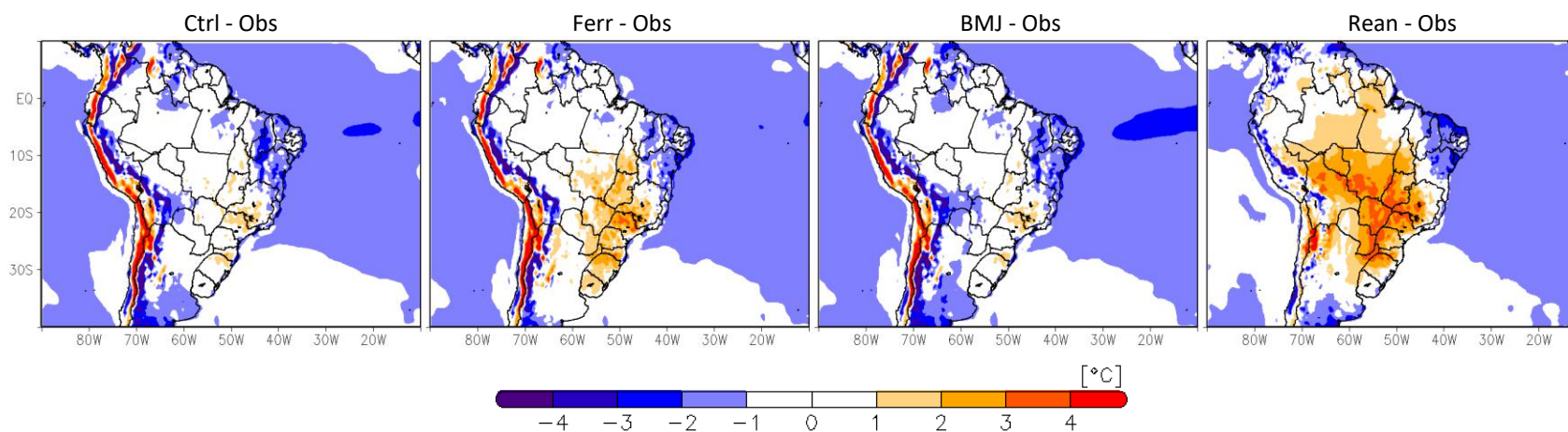


Figura 4.2.2 – Diferença da temperatura média no período estudado (FMAM de 2001 a 2010) entre cada um dos experimentos e a observação.

A Figura 4.2.3 exibe os campos de temperatura média mensal observada, calculado como a média dos dez anos estudados, e a diferença entre este e os respectivos campos previstos para cada experimento. Nota-se na figura que os experimentos Ferr e Eta Rean tendem a superestimar as temperaturas sobre o centro-sul do Brasil e interior da AS respectivamente, em até $\sim 3^{\circ}\text{C}$, principalmente nos meses de abril e maio. Já os experimentos Obs e BMJ tendem a subestimar as temperaturas sobre a região que vai da Bolívia até o sul da Argentina nos meses de fevereiro e março em $\sim 2^{\circ}\text{C}$, enquanto que superestimam a temperatura na região sul do Brasil em maio. Além disso, distingue-se que todos os experimentos tendem a subestimar a temperatura sobre o Atlântico tropical em todos os meses, sendo o mês de maio melhor representado. Mais uma vez, ressalta-se a semelhança entre os experimentos Ctrl e BMJ, o que é esperado, já que o último apresenta a mesma parametrização que o primeiro, apenas ajustada.

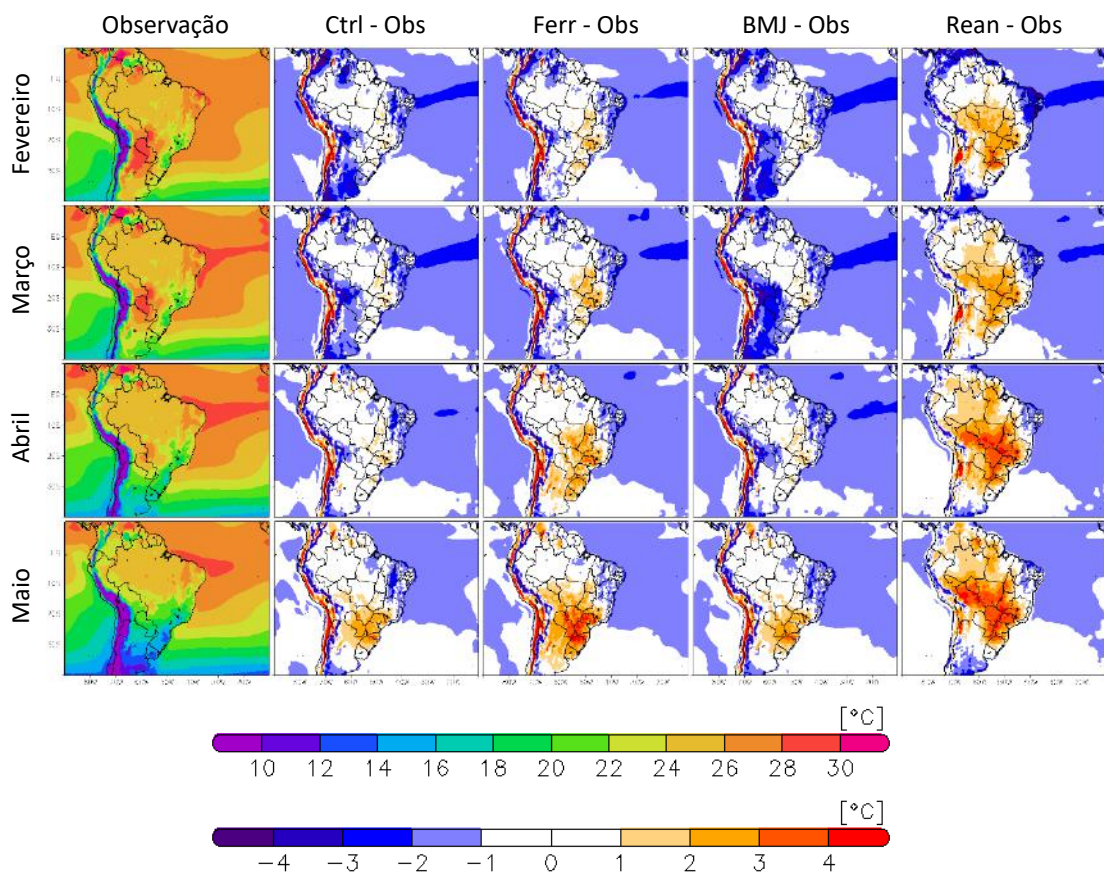


Figura 4.2.3 – Primeira coluna: temperatura média ($^{\circ}\text{C}$) para cada um dos meses (FMAM) no período de 2001-2010 para a Observação. Demais colunas: diferença da temperatura média de cada mês (FMAM) entre cada um dos experimentos e a Observação.

De maneira análoga a precipitação, na Figura 4.2.4 são apresentadas as anomalias padronizadas da temperatura média da estação (FMAM) para cada ano estudado.

A análise da Figura 4.2.4 indica que nos anos de 2003, 2006 e 2008 (anos de EN, LN e LN forte, respectivamente) a temperatura observada apresentou anomalias condizentes com aqueles descritos pela literatura, com temperaturas mais quentes sobre o Sudeste do Brasil, em anos de EN e mais frias sobre o Sul, em anos de LN. Entretanto, nos anos de 2005, 2009 e 2010 (EN, LN e EN forte) as anomalias de temperatura não responderam de acordo com as anomalias oceânicas. Especialmente sobre a região sudeste e sul do Brasil, outros fatores atuam para definir a variabilidade interanual da temperatura, além das condições de contorno oceânicas.

Ainda na Figura 4.2.4, pode-se notar que, como citado anteriormente, na maioria dos anos os experimentos Ctrl, Ferr e BMJ apresentam campos semelhantes sobre os oceanos e na faixa equatorial em todos os anos. Já sobre o continente, esses apresentam padrões de temperatura distintos entre si, principalmente no centro-sul do Brasil, onde se espera menor previsibilidade. É interessante notar que, apesar do experimento BMJ expor apenas uma alteração na parametrização física com relação ao Ctrl, eles apresentam campos discrepantes, quando não inversos, sobre o continente na região que abrange o Paraguai, norte da Argentina, sul do Brasil e Uruguai, como é possível observar nos anos de 2001, 2004, 2005, 2009 e 2010.

Nos anos de 2005, 2008 e 2009, em que as condições de ATSM do Pacífico se mostraram como anomalias bem marcadas, todos os experimentos convergiram seus resultados. No ano de 2010, EN forte, todos os experimentos convergiram seus resultados, exceto sobre o Atlântico. Entretanto, a forçante inferior aparentemente nem sempre é o suficiente para guiar as previsões, a exemplo dos anos de 2001, 2003 e 2006 (LN enfraquecendo, EN enfraquecendo e LN). Os anos neutros, como 2002, 2004 e 2007 foram os que apresentam maior discrepância entre os dados observados e os experimentos Ctrl, Ferr e BMJ. No geral, o experimento Rean foi o que melhor representou os padrões de anomalia observada, exceto nos anos de 2005, 2006, e 2007, onde as discrepâncias ocorrem sobre o continente.

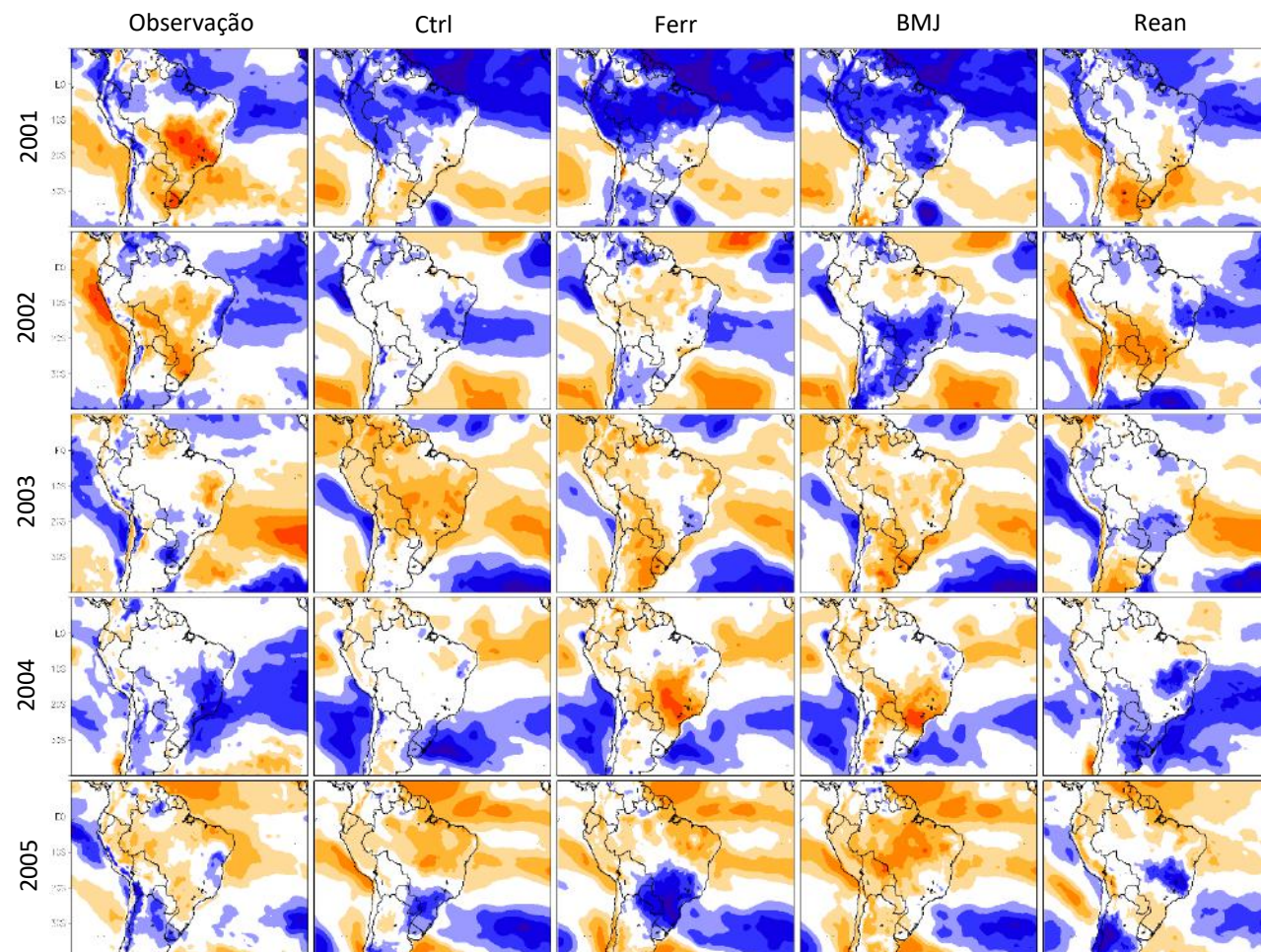
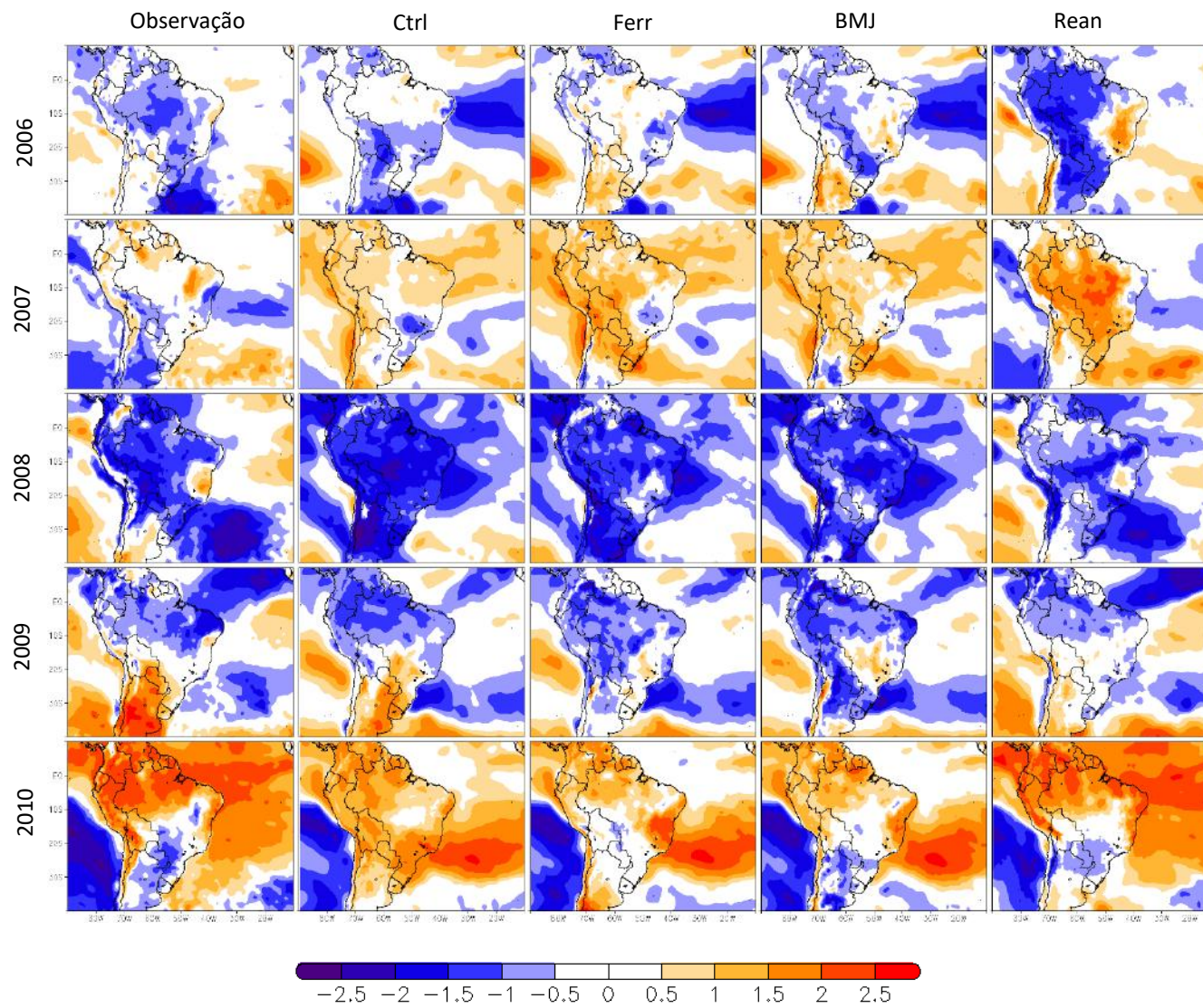


Figura 4.2.4 - Anomalia padronizada da temperatura média da estação (FMAM) para cada ano (sombreado, adimensional). Nas linhas apresentam-se os anos de 2001 a 2010 e nas colunas estão: Observação, Ctrl, Ferr, BMJ e Rean.

Continua.



Final.

4.3. VENTO EM 850 HPA

A seguir, os ventos em 850 hPa são avaliados analisando-se: i) os campos médios do período FMAM; ii) os campos médios mensais para cada um dos meses estudados (fevereiro a maio) e para cada experimento e iii) os campos médios anuais do vento a cada ano (2001 a 2010) e para cada experimento.

Os campos médios de vento em 850 hPa para o período estudado (FMAM de 2001 a 2010), para a Reanálise CFSR e para cada um dos experimentos são apresentados na Figura 4.3.1. As diferenças entre as magnitudes do vento observadas e as previstas por cada um dos experimentos são apresentadas na Figura 4.3.2.

Na análise dessas duas figuras em conjunto, é possível observar na Figura 4.3.1 que as posições do ASAS e do ASPS são em média bem representadas. Entretanto, como é possível notar através da Figura 4.3.2, a intensidade do vento na borda norte da ASPS e sudoeste da ASAS é subestimada em todos os experimentos. Além disso, na região da ZCIT a leste do Atlântico e no extremo norte do NEB a intensidade dos ventos também é subestimada (aproximadamente 1 m/s), principalmente nos experimentos Ferr e Rean. Por outro lado, no norte da região sudeste do Brasil e no centro-sul do NEB ocorre superestimativa da velocidade do vento, principalmente no experimento Ferr. A direção dos ventos alísios na entrada do continente também é bem representada em todos os experimentos, como ilustrado pela Figura 4.3.1.

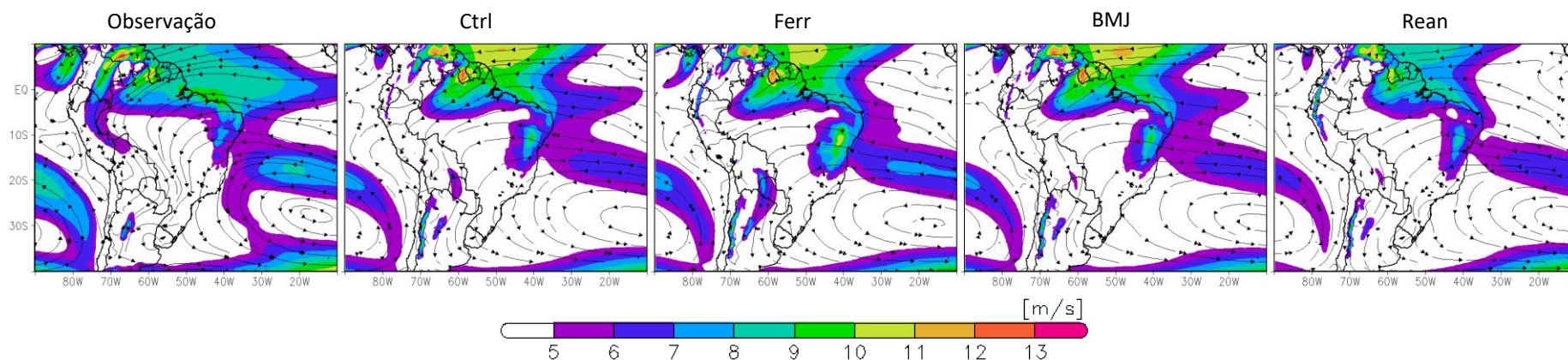


Figura 4.3.1 - Vento médio em 850 hPa (m/s) para o período estudado (fev-mai de 2001-2010). Intensidade em sombreado (m/s) e linhas de corrente.

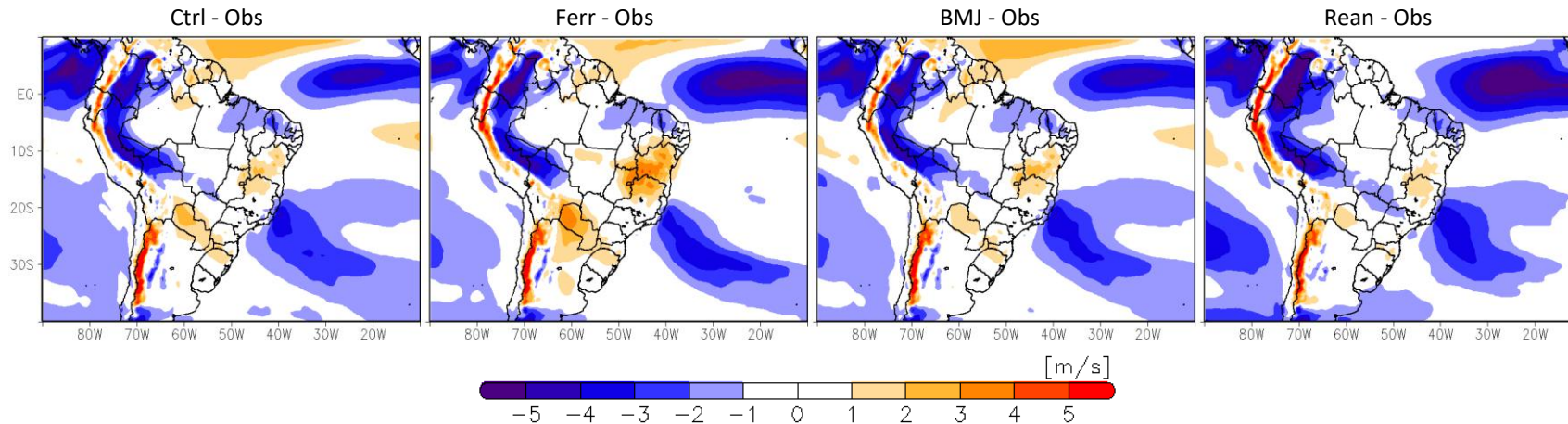


Figura 4.3.2 – Diferença entre a intensidade média do vento em 850 hPa (m/s) em cada um dos experimentos e a Observação para todo o período estudado (FMAM de 2001-2010).

A Figura 4.3.3 apresenta os campos médios da velocidade e direção do vento em 850 hPa observado, calculado como a média dos dez anos estudados, e a sobreposição das diferenças entre as intensidades previstas e observadas para cada um dos meses estudados. É possível observar que a superestimativa do vento sobre as regiões Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil ocorre preferencialmente em maio em todos os experimentos. Entretanto, no experimento Ferr, essa superestimativa ocorre em todos os meses de maneira mais acentuada, enquanto que no experimento Rean ela quase não ocorre.

Ainda na Figura 4.3.3, nota-se que o ASAS é bem retratado nos meses de fevereiro e março por todos os experimentos. No mês de abril, o experimento Rean representa o ASAS de forma adequada, os experimentos Ctrl e BMJ tendem a subestimar o ramo sul, enquanto que o Ferr subestima o ramo sul e superestima o ramo norte. No mês de maio, todos os experimentos superestimam a intensidade do vento ao norte do ASAS e subestimam ao sul, além de o posicionarem aproximadamente 5° mais ao sul e 5° mais a oeste do que o observado. O ASPS tem sua posição e intensidade bem descritas em todos os meses por todos os experimentos.

Os ventos alísios de sudeste e nordeste sobre o Atlântico tropical são superestimados em fevereiro pelos experimentos Ctrl, Ferr e BMJ. Os valores superestimados sobre o noroeste e norte da Amazônia também podem ser vistos em todos os meses, exceto no experimento Rean. A intensidade do vento sobre o Atlântico, a leste da África, tem seus valores subestimados principalmente no mês de abril, por todos os experimentos. Todavia, os experimentos Ferr e Rean apresentam essa subestimativa em todos os meses.

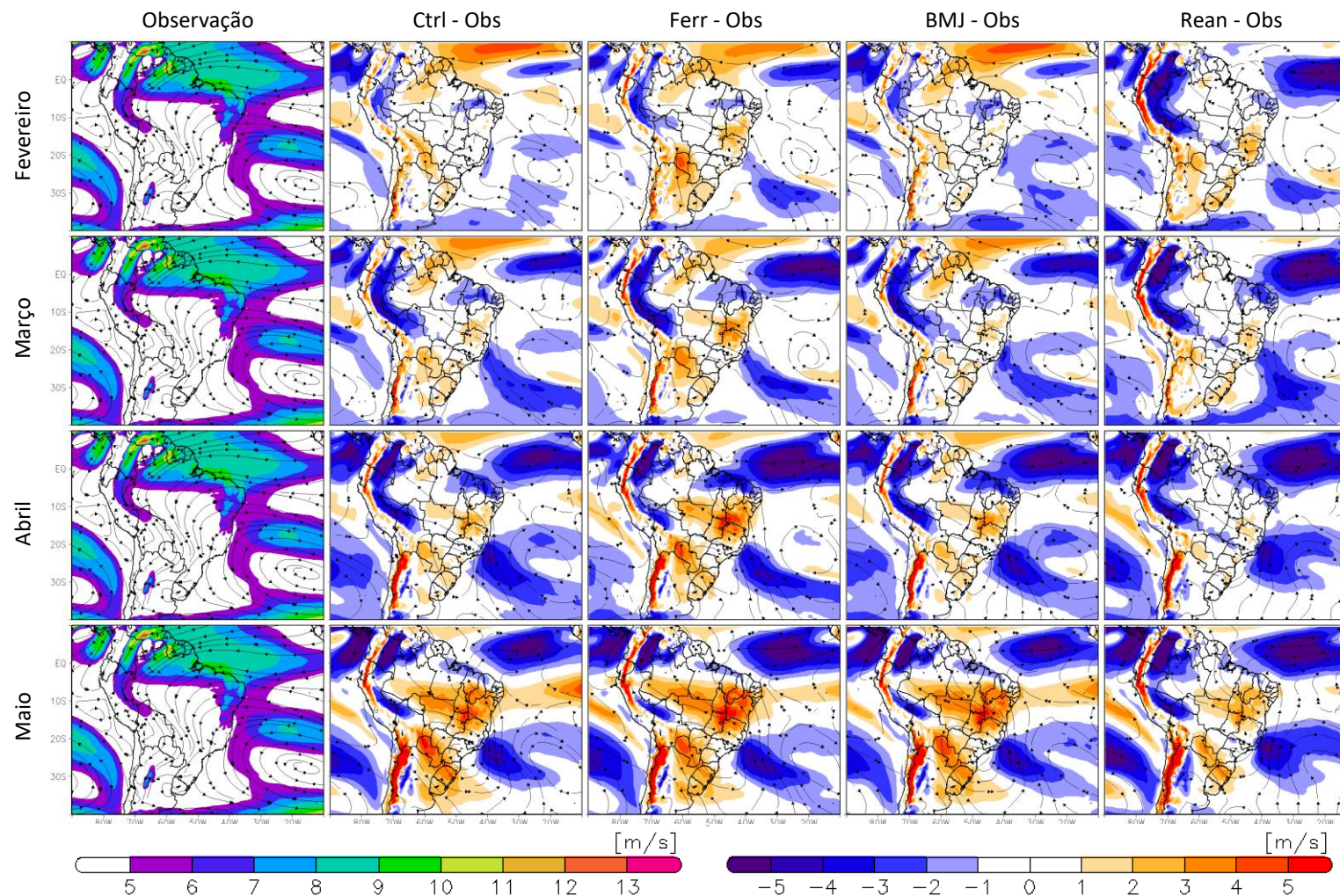


Figura 4.3.3 - Primeira coluna: vento médio em 850 hPa (m/s) para cada um dos meses (FMAM) no período 2001-2010 para a Observação (circulação em linhas de corrente e intensidade em sombreado). Demais colunas, em linhas de corrente: circulação média do vento em 850 hPa de cada um dos experimentos (Ctrl, Ferr, BMJ e Rean respectivamente) para cada um dos meses (FMAM) no período 2001-2010; em sombreado: diferença da intensidade média do vento em 850 hPa de cada mês (FMAM) no período de 2001-2010 entre cada um dos experimentos e a Observação.

A Figura 4.3.4 apresenta as anomalias padronizadas do vento médio em 850 hPa da estação (FMAM) para cada ano estudado.

Através da Figura 4.3.4 é possível notar que a relação entre o comportamento dos campos observados e as condições de contorno inferior nem sempre é clara. Em 2002, apesar da caracterização de um modo positivo de dipolo sobre a anomalia de TSM no Atlântico tropical (DP), houve um fraco fluxo anômalo de norte na região do Atlântico tropical. Em anos onde os sinais de anomalia sobre o Pacífico e o Atlântico tropicais foram opostos (EN+DN em 2003 e LN+DP(Jan) em 2006), o padrão de anomalia de vento também não ficou bem configurado. Entretanto, os anos em que os sinais de ATSM sobre o Pacífico e o Atlântico foram iguais (EN+DP em 2005 e LN+DN em 2009) apresentaram circulação e intensidade bem caracterizadas, tendo ocorrido, em 2005, um fluxo anômalo de sul e intensificação da velocidade do vento sobre a ZCIT e em 2009 um fluxo anômalo de norte e enfraquecimento dos alísios de sudeste. Os anos que apresentaram a prevalência de um dos sinais (LN em 2001, LN em 2008 e EN em 2010) também mostraram campos de anomalia de vento condizentes com cada uma das situações. Os anos de 2001 e 2008 apresentaram um enfraquecimento dos ventos alísios em toda a região equatorial, porém sem a presença do fluxo meridional anômalo sobre o Atlântico tropical, enquanto em 2010 ocorre o oposto.

Diferentemente dos campos de precipitação e temperatura, ainda na Figura 4.3.4 é possível inferir que os campos de vento previstos pelos experimentos apresentaram discrepâncias entre si, seja na intensidade ou na circulação, em todos os anos. Contudo, é possível observar que em anos com uma forte condição de contorno inferior, como 2008, 2009 e 2010 os campos gerados por todos os experimentos convergiram. Isso, no entanto, não é o suficiente para guiar as previsões, já que mesmo assim nenhum dos experimentos foi capaz de se aproximar do padrão dos campos observados.

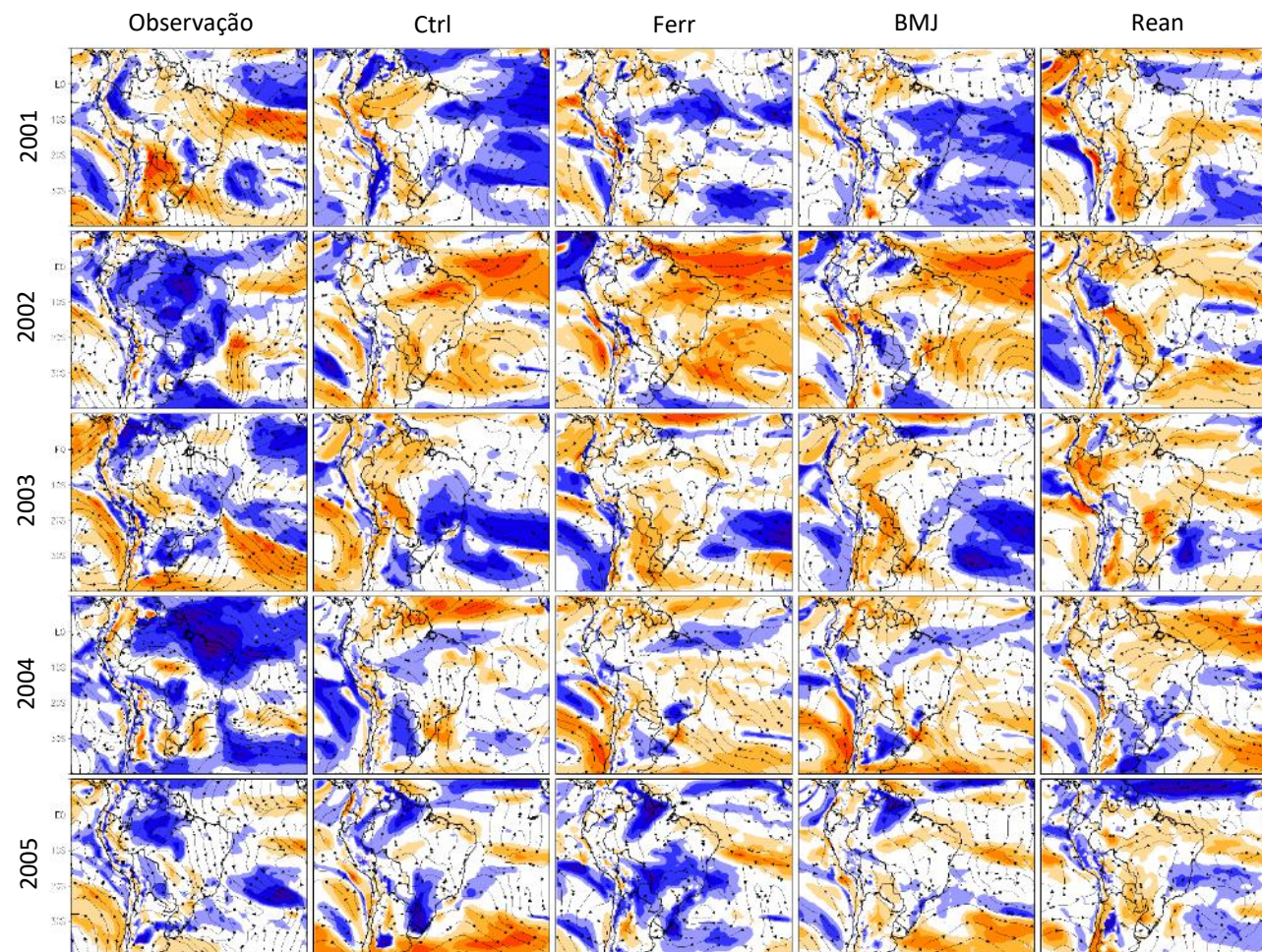
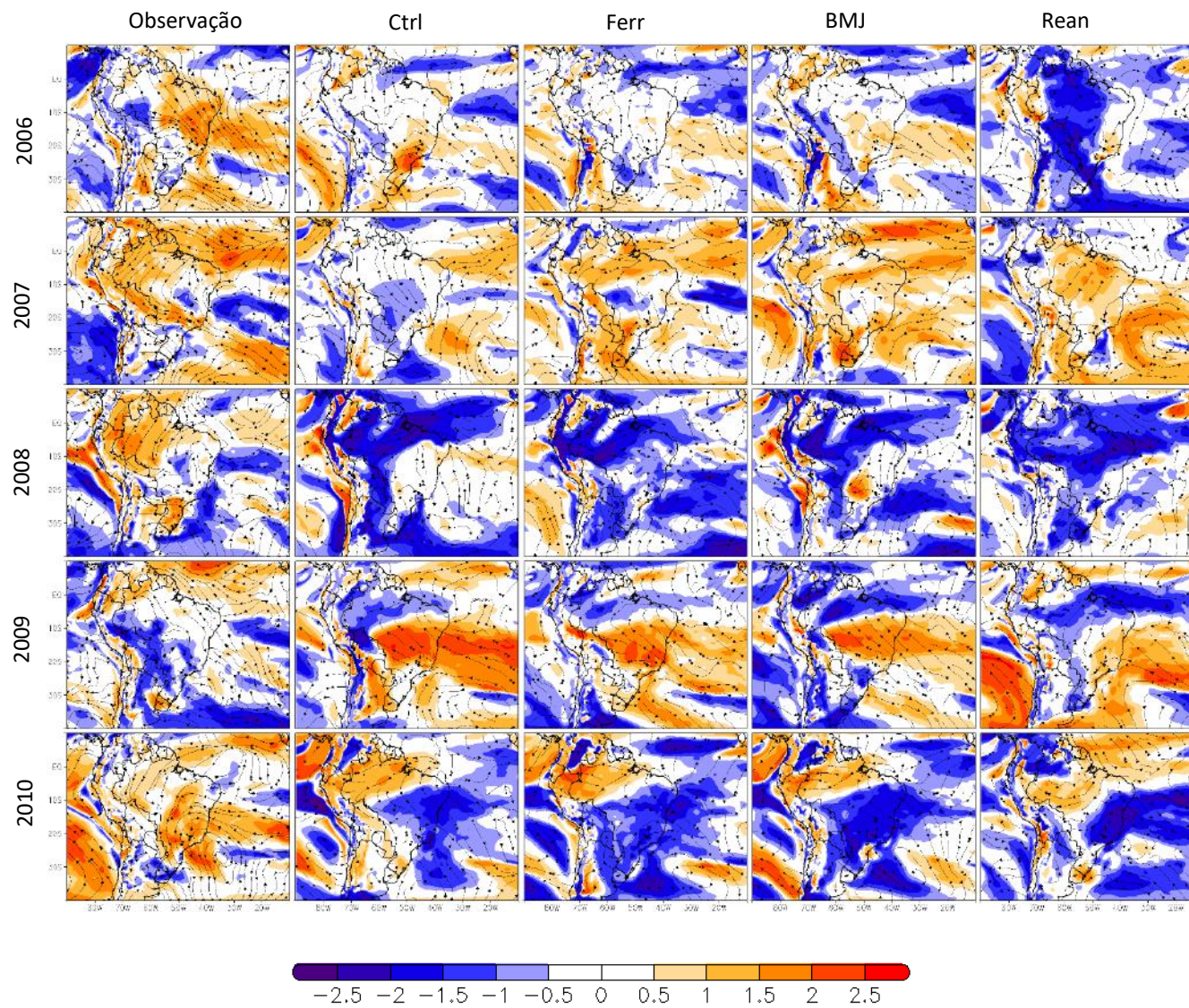


Figura 4.3.4 - Anomalia padronizada do vento médio em 850 hPa (m/s) para a estação (FMAM) para cada ano. Nas linhas apresentam-se os anos de 2001 a 2010 e nas colunas estão: Observação, Ctrl, Ferr, BMJ e Rean.

Continua.



Final.

4.4. VENTO EM 250 HPA

A seguir, analogamente aos ventos em 850 hPa, os ventos em 250 hPa são avaliados analisando-se: i) os campos médios do período FMAM; ii) as médias mensais referentes a cada mês (fevereiro a maio) e iii) as anomalias anuais.

Os campos médios de vento em 250 hPa para o período estudado (FMAM de 2001 a 2010), para a Reanálise CFSR e cada um dos experimentos são apresentados na Figura 4.4.1. Na Figura 4.4.2 são expostas as diferenças entre as magnitudes do vento observadas e as previstas por cada um dos experimentos. Analisando ambas as figuras em conjunto, pode-se avaliar que todos os experimentos tendem a subestimar a intensidade do vento na região do JS. O experimento Rean também apresenta valores superestimados de intensidade do vento na região equatorial, sobre o Atlântico ao norte da AS. Observa-se também, que a AB e o CN são, em média, deslocados para oeste em todos os experimentos e que o experimento Rean foi o que apresentou o padrão de circulação mais suavizado.

Assim como na Figura 4.3.3, a Figura 4.4.3 apresenta os campos médios da circulação e intensidade do vento em 250 hPa observado, calculado como a média dos 10 anos estudados, e a sobreposição entre a circulação média prevista por cada experimento e a diferença entre a intensidade prevista e a observada para cada um dos meses estudados. Primeiramente nota-se que a intensidade do vento na região do JS é superestimada principalmente nos meses de abril e maio nos experimentos Ctrl, BMJ e Ferr e no mês de fevereiro no experimento Rean. Além disso, também se observa que, no experimento Rean, a intensidade do vento na região equatorial é superestimada principalmente em fevereiro e menos intensamente em março.

Ademais, ainda na figura 4.4.3, observa-se que, em média, nos meses de fevereiro e março a AB é bem simulada nos experimentos Ctrl, BMJ e Ferr, enquanto que no mês de abril ela é posicionada mais a oeste com relação ao observado por esses 3 experimentos. O experimento Rean traduz bem a AB no mês de fevereiro, menos intensa e deslocada para norte em março. Em abril o experimento simula apenas uma divergência em altos níveis sobre a região amazônica. O CN também é simulado pelos 3 primeiros experimentos nos meses de fevereiro a abril numa posição próxima ao observado e o experimento Rean tende a posicioná-lo deslocado para oeste, adentrando o continente.

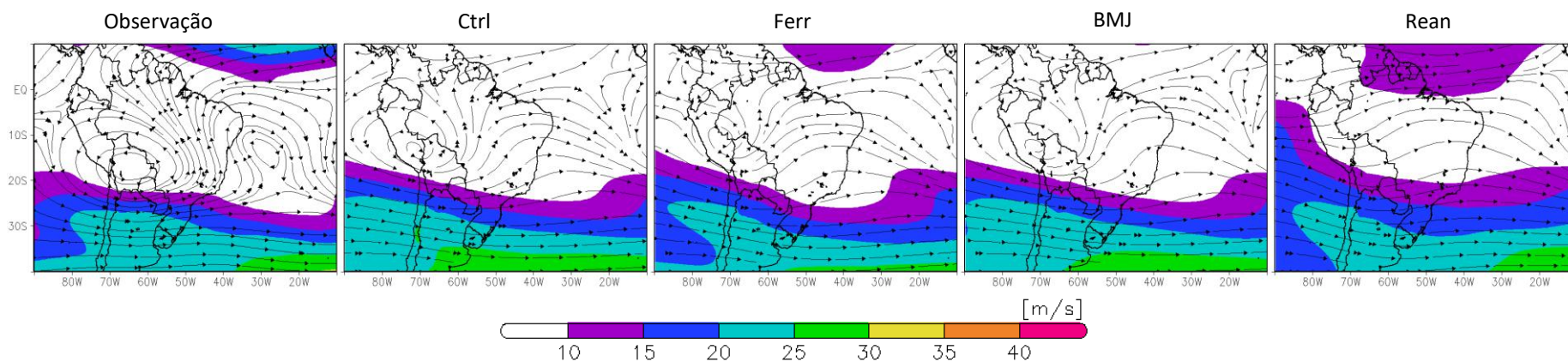


Figura 4.4.1 - Vento médio em 250 hPa para todo o período estudado (fev-mai de 2001-2010). Intensidade em sombreado (m/s) e linhas de corrente.

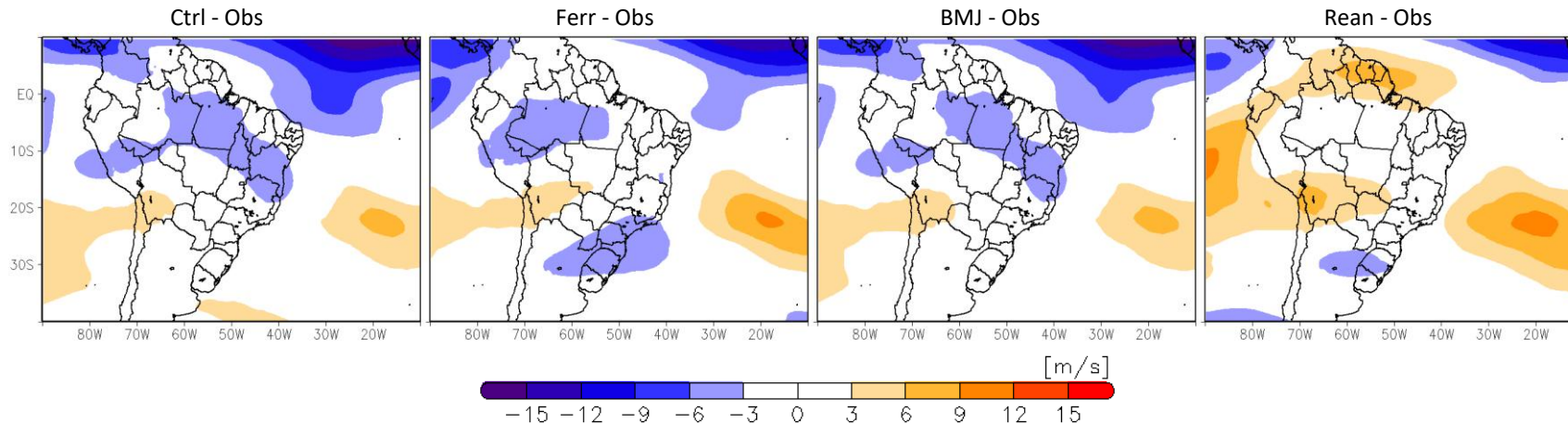


Figura 4.4.2 – Diferença entre a intensidade média do vento em 250 hPa (m/s) observada e em cada um dos experimentos para o período estudado (FMAM de 2001-2010).

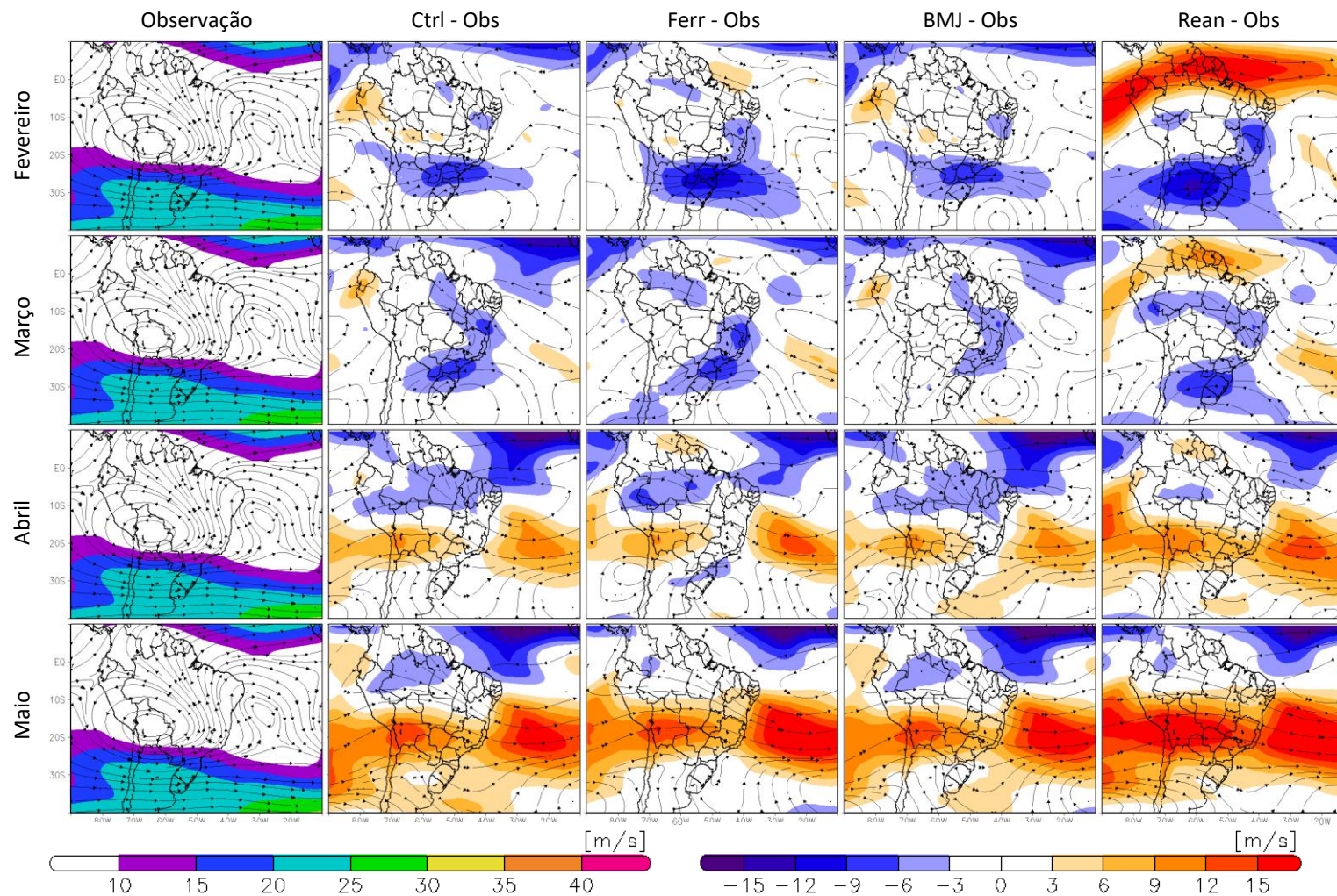


Figura 4.4.3 - Primeira coluna: vento médio em 250 hPa (m/s) para cada um dos meses (FMAM) no período de 2001-2010 para a Observação (circulação em linhas de corrente e intensidade em sobreado). Demais colunas, em linhas de corrente: circulação média do vento em 250 hPa de cada um dos experimentos (Ctrl, Ferr, BMJ e Rean respectivamente) para cada um dos meses (FMAM) no período de 2001-2010; em sombreado: diferença da intensidade média do vento em 250 hPa de cada mês (FMAM) no período de 2001-2010 entre cada um dos experimentos e a Observação.

De maneira análoga à figura 4.3.4, a figura 4.4.4 apresenta as anomalias padronizadas do vento médio em 250 hPa da estação (FMAM) para cada ano estudado. Apesar do vento em altitude não ostentar uma relação direta com as condições de contorno inferior, na figura 4.4.4 é possível observar que em anos que apresentam condições de ATSM anômalas e bem marcadas, também mostram padrões de anomalia de vento em altitude bem configuradas. Isso pode ser detectado nos anos de 2005 e 2010, ambos com EN bem configurados, quando pôde-se observar uma intensificação no CN. Já nos anos de 2006, 2008 e 2009, com LN bem configurada, ocorreu o enfraquecimento do CN.

Outro ponto a se destacar, ainda na figura 4.4.4, são as discrepâncias entre os experimentos Ctrl, Ferr e BMJ em todos os anos. Essas discrepâncias são ainda maiores quando comparados com o experimento Rean. Em anos com a forçante inferior intensa, como 2008 e 2010, os experimentos Ctrl, Ferr e BMJ convergiram seus resultados. Entretanto, aparentemente, a condição inferior não foi o suficiente para guiar as previsões nos demais anos. Não obstante, o experimento Rean foi o que melhor representou as condições observadas em anos de 2008 e 2010 e em anos neutros, como 2002 e 2007.

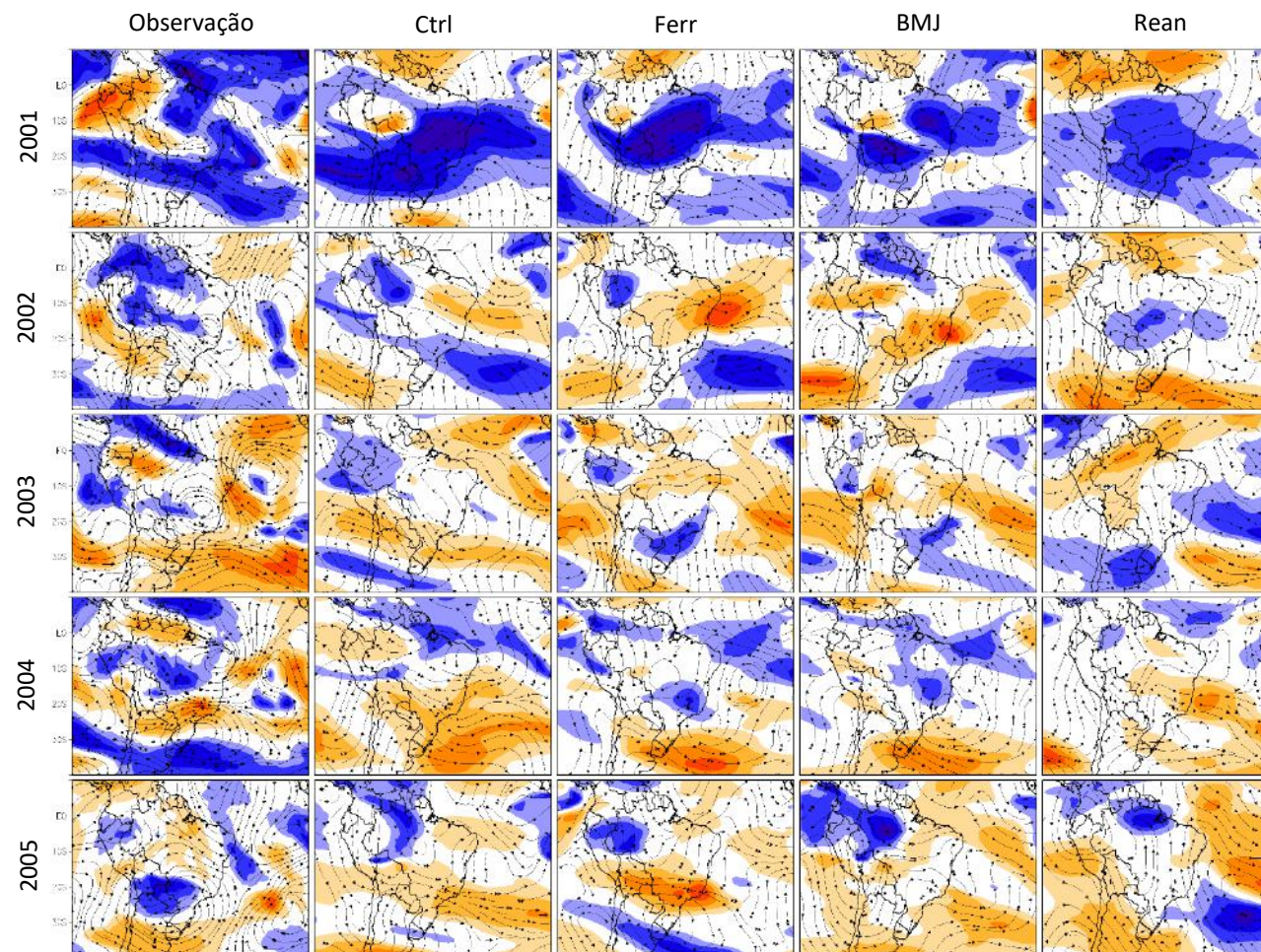
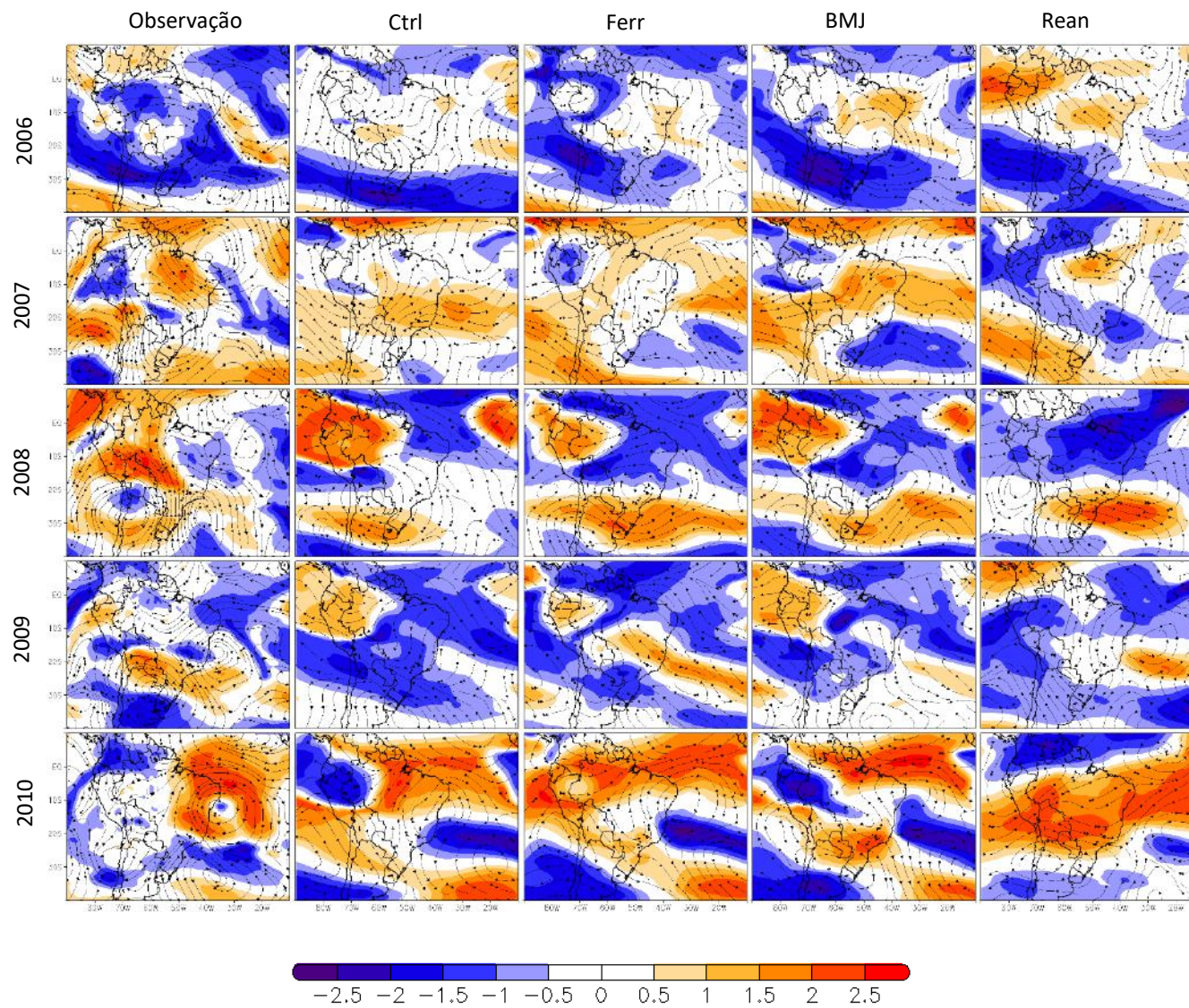


Figura 4.4.4 - Anomalia padronizada do vento médio em 250 hPa da estação (FMAM) para cada ano (adimensional). Nas linhas apresentam-se os anos de 2001 a 2010 e nas colunas estão: Observação, Ctrl, Ferr, BMJ e Rean.

Continua.



Final.

CAPÍTULO 5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho apresenta uma investigação subjetiva do desempenho do modelo regional sazonal Eta (Mesinger et al., 2012) durante a estação chuvosa (meses de fevereiro a maio) no norte do NEB. Para tal, o modelo foi integrado empregando diferentes esquemas de produção de chuva, condição inicial e contorno lateral e inferior, aqui denominados Ctrl, BMJ, Ferr e Rean. Apresentam-se os comportamentos sazonais dos campos de precipitação, temperatura a 2 metros de altura e ventos em 850 e 250 hPa do modelo Eta em comparação com dados observacionais e com a Reanálise CFSR.

A avaliação dos campos médios de precipitação mostra que o padrão climatológico do NEB é qualitativamente bem representado em todos os experimentos. Entretanto, é possível constatar que o modelo apresenta um erro sistemático negativo sobre o sertão nordestino, mais pronunciado nos meses de fevereiro e março, e um erro sistemático positivo sobre a região que compreende norte dos estados do Maranhão e Piauí, mais pronunciado no mês de maio. O experimento Ferr tende a apresentar mais precipitação sobre a região litorânea a leste do NEB, enquanto que o experimento Rean apresentou um volume de precipitação abaixo do observado em todo o NEB. O experimento BMJ apresenta a melhor representação geral, apresentando erros menores em relação ao experimento Ctrl, principalmente sobre o norte do NEB.

Nos campos de anomalia padronizada de precipitação destaca-se que os anos nos quais as simulações apresentam a melhor performance são aqueles nos quais a ATSM apresenta padrões bem marcados no Pacífico e no Atlântico, tais como nos anos de: 2005 (EL Niño moderado e Dipolo Positivo); 2008 (La Niña forte e Dipolo Negativo) e 2009 (La Niña fraca e Dipolo Negativo). Outro ponto a ser considerado, é a semelhança entre os experimentos Ctrl, Ferr e BMJ, principalmente nos anos de ATSM fora da neutralidade, já que estes apresentam a mesma condição de contorno inferior. Entretanto, em anos em que as anomalias de TSM de janeiro encontram-se dentro da normalidade, os padrões de precipitação divergiram entre esses experimentos. Dentre todos os experimentos, o Rean foi o que apresentou melhores resultados, apesar das discrepâncias com os dados observados. Nos demais experimentos, fica claro que o desempenho do modelo Eta fica dependente da performance do MCGA.

Os campos médios de temperatura apresentam um melhor detalhamento temperatura sobre o continente devido à maior resolução do modelo e melhor

representação da topografia. Dessa forma, o modelo tende a subestimar os valores de temperatura em regiões montanhosas, inclusive sobre o NEB. Além disso, a melhor estrutura do campo causa um aumento no gradiente térmico entre o continente e o oceano. Dentre os experimentos, o Rean foi o que mais superestimou os valores de temperatura no interior do continente sobre a região central do Brasil, seguido do experimento Ferr. Os demais experimentos simularam adequadamente os valores de temperatura no interior do continente. Essa superestimativa ocorre de maneira mais pronunciada no mês de maio em todos os experimentos. Sobre o Oceano Atlântico e o NEB, nota-se que as temperaturas são subestimadas por todos os experimentos. Já os experimentos Ctrl e BMJ subestimam as temperaturas sobre a região da ZCIT próximo à África nos meses de fevereiro e março.

Os campos de anomalia padronizada da temperatura mostram que os experimentos convergem em anos com condições oceânicas bem marcadas. Entretanto, em anos neutros ou com condições oceânicas não tão bem definidas, as previsões divergem entre si, como esperado. As maiores divergências entre experimento ocorrem no interior do continente, especialmente na região centro-sul do Brasil, onde se espera menor previsibilidade. Ainda assim, o experimento Rean é o que melhor representa os padrões de anomalia observados.

Os campos médios de vento em 850 hPa demonstram que o modelo representa de maneira adequada a posição dos principais sistemas que atuam na AS nos meses estudados, como a ZCIT, a ASAS e a ASPS. A intensidade dos ventos sobre a ASAS é subestimada no ramo sul pelos experimentos Ctrl e BMJ e Ferr no mês de abril e superestimada no ramo norte pelo experimento Ferr. No mês de maio, todos os experimentos superestimam a intensidade do vento ao norte do ASAS e subestimam ao sul. Os ventos alísios de sudeste e nordeste sobre o Atlântico tropical são superestimados em fevereiro por todos os experimentos, exceto o Rean. A intensidade dos ventos sobre a região norte e noroeste da Amazônia é superestimada em todos os meses, exceto pelo experimento Rean. Sobre as regiões Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil, a intensidade dos ventos é superestimada principalmente no mês de maio, mais acentuadamente pelo experimento Ferr e é quase inexistente no experimento Rean.

Os campos de anomalia padronizada do vento em 850 hPa indicam que a relação entre o comportamento dos campos observados e as condições de contorno inferior nem sempre é clara. Diferentemente dos campos de precipitação e temperatura, os campos de vento previstos pelos experimentos apresentaram discrepâncias entre si, seja na

intensidade ou na circulação, em todos os anos. Entretanto, anos com forte condição de contorno inferior apresentam convergência entre os experimentos. Isso, no entanto, não é o suficiente para guiar as previsões, já que mesmo assim nenhum dos experimentos foi capaz de se aproximar do padrão dos campos observados.

Os campos médios de vento em 250 hPa indicam que o modelo tende a subestimar a intensidade do vento na região do JS nos meses de fevereiro e março a superestimar nos meses de abril e maio. A AB é em média bem representada pelos experimentos Ctrl, BMJ e Ferr, sendo deslocada mais para oeste, com relação ao observado, no mês de abril e suavizada pelo experimento Rean principalmente em abril. O CN é em média bem representado por todos os experimentos, exceto pelo Rean, que o posiciona um pouco deslocado para oeste, adentrando o continente.

As anomalias padronizadas dos campos de vento em 250 hPa mostram discrepâncias entre todos os experimentos em todos os anos. Assim como nos campos de vento em 850 hPa, em anos com a forçante inferior intensa, os experimentos convergiram seus resultados. Ainda assim, a condição inferior não foi o suficiente para guiar as previsões nos demais anos. Não obstante, o experimento Rean foi o que melhor representou as condições observadas em anos de forçante inferior intensa e em anos neutros.

No geral, o modelo respondeu como esperado dado o caráter sazonal das previsões. Nos anos onde a forçante inferior esteve forte e bem marcada, os experimentos convergiram seus resultados e se aproximaram do padrão observado. Destaca-se os campos de precipitação e temperatura, onde o modelo foi capaz de representar alguns padrões de variabilidade interanual. Já os campos de vento em 850 hPa e 250 hPa, apesar da condição de contorno inferior bem configurada, não representaram os padrões observados. Ainda assim, o experimento Rean, que utilizou condições inicial e de contorno lateral da Reanálise CFSR e condições de contorno inferior observadas do NCEP foi o mais se aproximou dos padrões observados. Os demais experimentos, utilizando modelo global operacional do CPTEC como condição inicial e de contorno lateral e anomalia da TSM observada persistida como condição inferior apresentaram semelhanças entre si, em contraste com o experimento Rean. Com relação às diferentes parametrizações empregadas, pode-se inferir que o experimento BMJ apresentou uma pequena melhora na representação da precipitação do NEB, principalmente sobre o extremo norte.

Esses resultados indicam que a melhora nas condições iniciais e de contorno lateral e inferior tem um peso maior no desempenho do modelo do que a escolha das configurações do modelo. Neste trabalho não foram investigados como o contorno inferior de umidade do solo interfere nas saídas do modelo. Entretanto, no decorrer do trabalho, percebe-se que há uma discrepância entre o comportamento dos resultados sobre o continente e o oceano, que pode ser devido a utilização dos valores climatológicos de umidade do solo em todos os experimentos. Apesar disso, fica claro o potencial do modelo regional Eta em prever os padrões atmosféricos e sua variabilidade interanual em escala de tempo sazonal. Ademais, pesquisas mais aprofundadas são necessárias para entender melhor o comportamento do modelo nas demais estações do ano com enfoque em outras regiões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adas, M.; Adas, S., 2011: Expedições Geográficas. Editora Moderna. 7º Ano –EF.
- Andreoli, R.V.; Kayano. M. T., 2006: Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over northeastern Brazil. *Int. Journal of Climatology*, v. 26, 1895-1912.
- Andreoli, R.V.; Kayano. M. T., 2007: A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. *Rev. Brasil. de Meteorologia*, v. 22, n.1, 63-74.
- Barbosa, R. L.; Oyama, M. D.; Machado, L. A. T., 2006: Climatologia das perturbações convectivas iniciadas na costa Norte do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 1, p. 107-117.
- Brankovic, C.; Palmer, T. N.; Ferranti, L., 1994. Predictability of seasonal atmospheric variations. *Journal of Climate*, 7: 217-237.
- Bustamante, J. F., Gomes, J. L.; Chou, S. C.. 2006: 5-year Eta Model seasonal forecast climatology over South Americ. 8th Inter Conference on Southern Hemisphere meteorology and Oceanography, Foz do Iguaçu.
- Castro, C. L. S.; Pielke R. A.; Leoncini G., 2005: Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), *J. Geophys. Res.*, 110, D05108, doi:10.1029/2004JD004721.
- Charney, J. G.; J. Shukla, 1981: Predictability of monsoons. In *Monsoon Dynamics. Proceedings of the Joint IUTAM/IUGG International Symposium on Monsoon Dynamics*, New Delhi, India, 5-9 December 1977, J. Lighthill and R. P. Pierce, editors, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 99-110.
- Chen, F., Z. Janjic; K. Mitchell. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta Model. *Bound.-Layer Meteor.*, 85, 391-421.
- Chou, S. C., 1990: *Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste Sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul*; São José dos Campos.

- Chou, S. C.; Bustamante, J.; Gomes, J. L., 2005. Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. *Nonlinear Processes in Geophysics*, v.12, p.537 - 555.
- Chou, S. C.; Nunes, A. M. B.; Cavalcanti, I. F. A., 2000: Extended range forecasts over South America using regional eta model, *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, no. D8, pp. 147–110.
- Cohen, J. C. P., 1989: Um Estudo Observacional de Linhas de Instabilidade na Amazônia. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE - 4865 - TDL/376, São José dos Campos, São Paulo.
- Covey, D. L.; Hastenrath S., 1978: The Pacific El Nino phenomenon and the Atlantic circulation, *Mon. Weather Rev.*, 106, 1280-1287.
- Dee et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137: 553-597.
- Dickinson, R. E.; Errico, R. M.; Giorgi, F.; Bates, G. T., 1989: A regional climate model for the western United States, *Climatic Change*, vol. 15, no. 3, pp. 383–422.
- Epstein, E. S., 1969: Stochastic-dynamic prediction. *Tellus* 21, 739-759.
- Fels, S. B.; Schwarzkopf, M. D., 1975, The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations, *J. Atmos. Sci.*, 32, 1475-1488.
- Freire, J. L. M.; Freitas, S. R.; Coelho, C. A. S., 2014. Calibração do modelo regional BRAMS para a previsão de eventos climáticos extremos. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 30, 158-170.
- Giannini, A.; Saravanan, R.; Chang, P., 2004: The preconditioning role of Tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. *Climate Dynamics*, 22: 839 - 855, DOI: 10.1007/s00382-004-0420-2
- Giorgi F., 1990: On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model, *Journal of Climate*, vol. 3, no. 9, pp. 941–963.
- Hastenrath, S.; Heller, L., 1977: Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 102, 77-92.

- Janjic, Z. I., 1994, The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, *Monthly Weather Review*, 122, 927-945.
- Kayano, M. T., 2003: Low-level high-frequency modes in the Tropical Atlantic and their relation to precipitation in the equatorial South America. *Meteor. Atmos. Phys.*, v. 83, p. 263-276.
- Kayano, M.T.; Andreoli R.V., 2004: Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. *J. Geophys. Res.*, v.109, n.C11011, doi: 10.1029/2004JC002429.
- Kousky V.E., 1979: Frontal influences on Northeast Brazil, *Mon. Weather Rev.*, 107, pp. 1140-1153
- Kousky, V.E.; Gan, M.A., 1981: Upper tropospheric cyclone vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33: 538-551.
- Lacis A. A.; J. E Hansen, 1974, A parameterization of the absorption of solar radiation in earth's atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Laprise, R.; Kornic, D.; Rapaic, M. et al., 2009: Considerations of domain size and large-scale driving for nested Regional Climate Models: impact on internal variability and skill at developing small-scale details, in *Climate Change: Inferences from Paleoclimate and Regional Aspects*, Proceedings of the Milutin Milankovitch 130th Anniversary Symposium, A. Berger, F. Mesinger, and Dj. Sijacki, Eds., part 4, pp. 181–199, Springer.
- Leith, C. E., 1974: Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. *Mon. Wea. Rev.* 102, 409-418.
- Lorenz, E. N., 1963a: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos Sci.* 20, 130-141.
- Lorenz, E. N., 1963b: The predictability of hydrodynamic flow. *Trans. NY Acad. Sci.*, Series II 25, 409-432.
- Lorenz, E. N., 1965: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus* 17, 321-333.

- Lorenz, E. N., 1968: The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus* 21, 289-307.
- Madden, R. A., 1989: On predicting probability distributions of time-averaged meteorological data. *J. Climate* 2, 922-928.
- Matheron, G., 1969, *Le Krigeage Universel: Fascicule 1, Cahiers du CMM.*, 82 p.
- Mellor, G. L.; Yamada, T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, v. 20, p. 851-875.
- Menéndez, C. G.; Saulo, A. C.; Li, Z. X., 2001: Simulation of South American wintertime climate with a nesting system, *Climate Dynamics*, vol. 17, pp. 219–231.
- Mesinger, F., 1984: A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronáutica*, v.44, p.195-202.
- Mesinger, F., Chou, S. L., Gomes, J. L., Jovic, D., Bastos, P., Bustamante, J. F., Lazic, L., Lyra, A. A., Morelli, S., Ristic, I., Veliovic, K., 2012: An upgraded version of the Eta model, *Meteorol Atmos Phys*, DOI 10.1007/s00703-012-0182-z
- Misra, V.; Dirmeyer, P. A.; Kirtman, B. P., 2002: A comparative study of two land surface schemes in regional climate integrations over South America, *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. D20, pp. 48–9.
- Misra, V.; Dirmeyer, P. A.; Kirtman, B. P., 2003: Dynamic downscaling of seasonal simulations over South America, *Journal of Climate*, vol. 16, no. 1, pp. 103–117.
- Misra, V.; Kanamitsu, M, 2004: Anomaly nesting: a methodology to downscale seasonal climate simulations from AGCMs, *Journal of Climate*, vol. 17, no. 17, pp. 3249–3262.
- Molion, L. C. B.; Bernardo, S. O., 2002: Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia* 17(1):1-10, ISSN0102-7786.
- Moura, A. D.; Shukla, J., 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory e numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653 - 2675.

- Namias, J., 1972b: Large-scale and long-term fluctuations in some atmospheric and oceanic variables, D. Dryssen, D. Jagner (Eds.), Nobel Symposium, 20, Wiley, New York, N.Y (1972), pp. 27-48
- Neiva, E. J. F., 1975: An investigation of wave-type disturbances over the Tropical South-Atlantic. (Tese de mestrado em Meteorologia) - Naval Post graduate School, Monterrey, California, USA.
- Nicolini, M.; Salio, P.; Katzfey, J. J.; McGregor, J. L.; Saulo, A. C., 2002: January and July regional climate simulation over South America, *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. D22.
- Nobre, C. A.; Molion, L. C. B., 1988: The Climatology of Droughts and Drought Prediction. In: *The Impact of Climatic Variations on Agriculture. Part III – Section 2*. Eds.: M. L. Parry, T. R. Carter. Kluwer Academic Publishers. 305-323.
- Nobre, P.; Shukla, J., 1996: Variation of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9, 2464-2479.
- Palmer, T. N.; Anderson, D. L. T, 1994: The prospects for seasonal forecasting – A review paper. *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, 518, Part A (120): 755-793.
- Ramirez, M.C.V.; Kayano, M.T. & Ferreira, N.J., 1999: Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980–1989 period. *Atmosfera*, 12: 75–88.
- Rojas, M., 2006: Multiply nested regional climate simulation for southern South America: sensitivity to model resolution, *Monthly Weather Review*, vol. 134, no. 8, pp. 2208–2223.
- Rojas, M.; Seth, A., 2003: Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America—part II: GCM boundary forcing, *Journal of Climate*, vol. 16, pp. 2454–2471.
- Rosário, N. E.; Coutinho, A. B.; Nobre, P., 2003: Zona de Convergência Intertropical do Atlântico: Um estudo comparativo entre simulações do MCGA CPTEC/COLA, observações e reanálises do NCEP. *Revista Climanálise*, Ano 2, n. 1.
- Saha, Suranjana et al., 2010, The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 91, n. 8, p. 1015-1058.

- Santos Neto, L. A., 2004: Análise observacional das linhas de instabilidade formadas na costa norte-nordeste da América do Sul. Trabalho de Conclusão de Curso do Curso de Graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Pará, 41 p.
- Saravanan, P.; P. Chang, 2000: Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño–Southern Oscillation. *J. Climate*.
- Satyamurty P., Nobre C. A., Silva Dias P. L., 1998: South America. *Meteorology of the Southern Hemisphere*. In: Karoly DJ, Vicent DG (eds) *American Meteorological Society*, pp 119–139.
- Servain, J., 1991: Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, 96, 15.137 - 15.146.
- Seth, A; Rojas, M., 2003: Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America—part I: reanalysis boundary forcing, *Journal of Climate*, vol. 16, pp. 2437–2453.
- Shukla, J. 1998. Predictability in the midst of chaos: A scientific basis for climate forecasting. *Science*, 282: 728-731.
- Solman, S. A., 2013. Regional climate modeling over South America: A review. *Adv Meteorol Volume 2013*, Article ID 504357, 13 pp, DOI: 10.1155/2013/504357
- Solman, S. A.; Pessacg, N. L., 2012: Regional climate simulations over South America: sensitivity to model physics and to the treatment of lateral boundary conditions using the MM5 model,” *Climate Dynamics*, vol. 38, no. 1-2, pp. 281–300.
- Uvo, C. A., 1989: Zona de Convergência e sua relação com a precipitação no Nordeste Brasileiro. São José dos Campos. 120 p. (INPE-4887-TDL/378). Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE.
- Uvo, C. B., 1999: Influence of sea surface temperature on rainfall and runoff in Northeastern South America: Analysis and Modeling. Report N. 1021, Lund, Sweden Department of Water Resources Engineering. Lund Institute of Technology, Lund University, Sweden.
- Villa, M. A., 2000: Vida e Morte no Sertão, Ática/Instituto Teotônio Vilela.
- Walker, G.T., 1928: Ceará (Brazil) famines and the general air movement. *Beitrait Physic Freinen Atmosphere*, Berlim, v.14, p.88-93.

- Weber, T. M., Dereczynski, C. P., dos Santos Souza, R. H., Chou, S. C., Bustamante, J. F., & de Paiva Neto, A. C., 2016. Investigação da Previsibilidade Sazonal da Precipitação na Região do Alto São Francisco em Minas Gerais. *Anuário do Instituto de Geociências*, 38(2), 24-36.
- Wilks, D. S., 2006, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (International Geophysics Series; V. 91). Academic Press.
- Yamazaki, Y., 1975: Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.
- Yamazaki, Y.; Rao, V. B., 1977: Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Tokyo, v.55, p.205-207
- Zhao, Q.; Carr, F. H., 1997: A prognostic cloud scheme for operational NWP Models, *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1931–1953.
- Zhou, J.; Lau, W. K.-M., 2001: Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *Int. J. Climatol.*, 21, 1623–1644.